

岩石鉱物鉱床学会誌

第46巻 第4号

昭和36年(1961)10月5日

研究報文

岩木火山の岩石学的研究	{河青門	野木脇	義謙一	礼一郎
長野県高遠地方の領家深成岩類	蟹	沢	聰	史
大崩山花崗岩における汚染影響	大	庭	昇	昇
山形県関根産灰礬柘榴石及び福島県関ヶ畑産灰礬柘榴石	{大関菅	森井	啓寿敬一	一和郎
福岡県竜田鉱山産閃ウラン鉱の産状と絶対年令	{井佐	上藤	秀和	雄郎
羽越地方のフォッサマグナ擾乱と奥羽脊梁山脈の造山運動について	江	原	真	伍

会報

昭和36年度日本岩石鉱物鉱床学会総会開催予告, 昭和37年度日本岩石鉱物鉱床学会会長並びに評議員候補者の推薦について

新刊紹介

Electrochemical induration of weak rocks. By N.I. Titkov et al.

抄録

鉱物学及び結晶学	Magnet Core 産ジルコニウム柘榴石, Kimzeyite	他7件
岩石学及び火山学	Tasmania, 粗粒玄武岩の輝石	他7件
金属鉱床学	方鉛鉱の晶癖及び微量成分	他2件
石油鉱床学	オーストラリアに於ける石油採鉱	他3件

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内
日本岩石鉱物鉱床学会

会 報

昭和 36 年度日本岩石鉱物鉱床学会総会開催予告

期 日 昭和 37 年 1 月 19 日 (金)

場 所 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

総会に引き続き学術講演会並びに懇親会を行います。講演希望の方は所属・氏名・要旨 (400 字以内) をそえて 11 月 25 日までに御申込み下さい。詳細は追って御知らせ致します。

昭和 37 年度日本岩石鉱物鉱床学会会長並びに評議員候補者の推薦について

会則第 11 条並びに第 17 条により、昭和 37 年度会長並びに評議員候補者の推薦を次の要領によつて受付けます。

1. 会長並びに評議員候補者は正会員 5 名以上の連名により推薦されたものとする。
2. この推薦届出は 10 月 31 日迄に仙台市片平丁東北大学理学部内本会宛書面を以つて送附されたい。

〔註〕昭和 37 年度は評議員の半数交替の為、次の方々の候補者推薦は無効です。

上田潤一、牛島信義、兼子 勝、斎藤 仁、三枝守維、末野悌六、千藤忠昌、富田 達、野田真三郎、早川典久、堀越義一、本多共之、増井淳一、待場 勇、吉沢 甫、

会員動静〔転勤及び転居〕 平山晴彦 (宮城県本吉郡大谷 日本鉱業KK大谷鉱業所)、小出秀章 (岩手県遠野市上郷町峰南寮)、竹下 寿 (長野県飯田市追手町 飯田長姫高等学校)、本多共之 (東京都北多摩郡小平町鈴木新田865)、加藤 昭 (東京都大田区田園調布 5 の 1)、渡辺武男 (東京都練馬区東大泉町 820)

〔死 亡〕 滝 川 一 博, 松 本 陸 士

本会会員滝川一博君は去る 8 月 19 日午後 7 時、岡山県草間鉱山にて坑内事故のため、逝去されました。本会はここに謹んで哀悼の意を表し、御冥福を祈ります。

日 本 岩 石 鉱 物 鉱 床 学 会

本会会員松本陸士君は去る 9 月 11 日、熊本市自宅にて病気のため、逝去されました。本会はここに謹んで哀悼の意を表し、御冥福を祈ります。

日 本 岩 石 鉱 物 鉱 床 学 会

研究報文

岩木火山の岩石学的研究

Petrology of Iwaki volcano

河野 義礼 (Yoshinori Kawano)*

青木 謙一郎 (Ken-ichiro Aoki)*

門脇 淳 (Kiyoshi Kadowaki)**

Abstract : Iwaki volcano, 1625 m. in height, is a beautiful cone formed on the basement composed of Miocene and Pleistocene formations. In the early stage, the volcano erupted tremendous amounts of volcanic breccia of pyroxene andesite, which formed the greater part of the cone, and in the later stage, lava flows of pyroxene andesite were erupted. The central cone is composed of hornblende pyroxene andesite, which has abundant cognate xenoliths. All rocks belong to the calc-alkali rock series derived from a high-alumina basalt magma.

Nine representative rocks are chemically analysed. They are characterized by high in $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ and low in alkalis, especially K_2O than those of the other volcanoes of the Chokai volcanic zone.

1. 緒 言

岩木山は弘前盆地西縁にそびえる標高 1625.2m, 東西約 12km, 南北約 13km の標式的な円錐形の鳥海火山帯に属する成層火山である。弘前方面からみた形態が富士山に似ているので一名「津軽富士」とも云われ、津軽地方の人々により古くから親しまれている。

岩木火山の地質については 1904 年、八谷¹⁾ によつて報告されたのみであり、岩石学的性質については近年勝井²⁾ 及び石川²⁾ によつて行なわれたものがある。

筆者等は 1959 年夏以降、鳥海火山帯の研究の一環として岩木火山の地質及び岩石学的研究を行なつて来たが、その結果を得たのでこゝに報告する。野外調査は主として門脇により、室内実験は主として青木によつて行なわれた。

この研究を行なうに当り野外調査に際し御援助いただいた東北大学加藤馨雄助教授、現地に於てお世話になつた弘前大学酒井教授及び宮城講師に厚く御礼申し上げる。鳥海火

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

** 北海道地下資源開発株式会社

山帯平均化学組成は東北大学大沼晃助氏の未発表データを加えて算出した。同氏の御好意に深謝する。

2. 基盤地質の概略

岩木火山の直接の基盤は西および南側は新第三紀中新世の堆積岩であるが、東及び北側は主として第四紀洪積世の堆積岩と局部的に中新世堆積岩からなっている。

岩木火山周縁の中新世堆積岩は下部より田の沢層（西黒沢層）、大童子層（女川階）と赤石層、舞戸層及び鳴沢層（船川階）と名づけられている。田の沢層と大童子層は不整合関係にあるが、その他の各層の間は整合である。これらの各層の岩質は次の通りである。

田の沢層は主として緑色角礫凝灰岩、一部に凝灰質頁岩、凝灰質砂岩及び砂岩を挟在する。大童子層は板状層理の極めてよく発達した黒色硬質頁岩と暗灰色珪質頁岩を主体とし、青緑色の浮石質凝灰岩を介在する。赤石層は灰色硬質頁岩と黒色シルト岩の互層からなっている。舞戸層は主として黒色灰色シルト岩の互層からなり、局部的に凝灰質、泥質岩を挟む。鳴沢層は白色浮石質凝灰岩、一部にシルト岩を挟む。岩木山西麓に外見上寄生火山の様にみられる低い丘陵があり、これは白色の流紋岩から構成されている。しかしこの活動は岩木山のもの以前に行なわれ、鳴沢層堆積時に噴出したと推定される。

岩木山の東及び北麓に分布する第四紀洪積世堆積岩は鳴沢層を不整合に被う基底礫から始まる。下部より黄金山層、山田野層と名づけられている。黄金山層は基底に安山岩質の巨礫～中礫に富む凝灰質粗粒砂質礫岩層があり、砂質粘土、砂質凝灰岩及び凝灰質砂岩に移化し、層厚は 5～10m である。山田野層は黄金山層から整合的に変り、灰色～白色凝灰質砂岩、火山灰及び砂岩からなり層厚は 4～7m である。

段丘堆積物は岩木火山の西麓と南西麓に局部的に露出し、厚さ 0.5～1m であり、頁岩、緑色角礫凝灰岩等の礫からなり、南西麓の黒滝附近に於てはこの段丘堆積物の間に岩木火山の初期噴出物を挟んでいる。

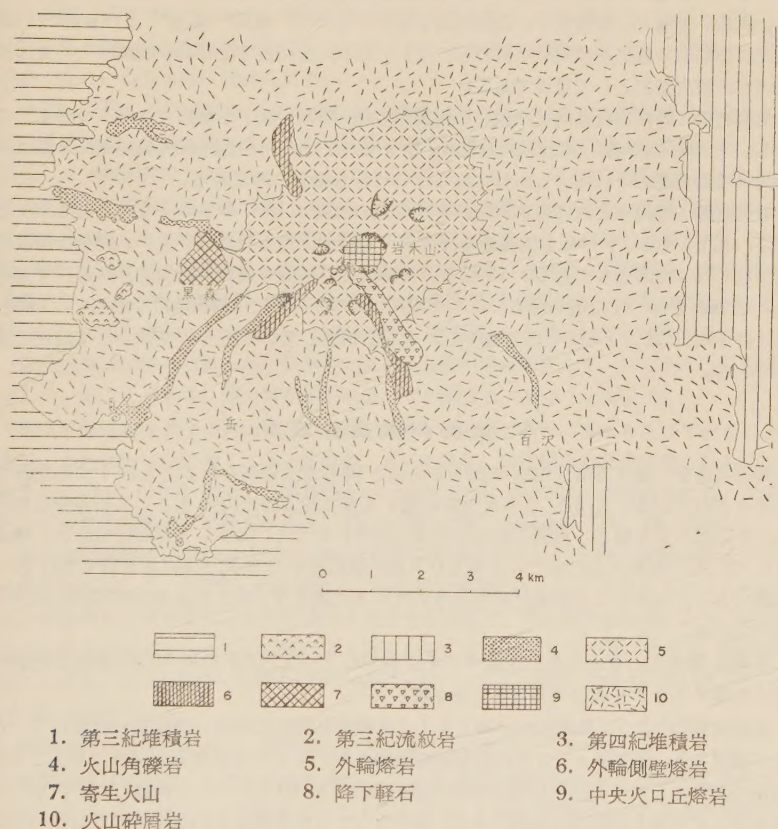
3. 岩木火山の活動

岩木火山の活動開始時期は初期噴出物と段丘堆積物との関係及び山体の開析が殆んど進んでいない事から判断して洪積世末葉と推定される。当時の地形は周囲の地質構造及び現地形から、盆地状構造をなし噴火地点は海拔 200m 以下であつたと考えられる。現在の岩木火山の標高は 1625.2m であるから火山体の高さは 1400m 以上であり、東北地方の火山に於てはその噴出物の厚さは最も厚いものの一つである。しかしながら基底から海拔 900m までは火山角礫岩であり、熔岩類累積の厚さは 700m 以下である。

岩木火山の活動は火山角礫岩の噴出によつて始まっているが、活動様式から 3 期に大別することが出来る。火山噴出物の噴出口は殆んど全部現在の山頂外輪火口から溢流し、典型的な中心噴火を行なっている。

第 1 期 岩木火山の初期には莫大量の火山角礫岩を噴出、周囲に流出し、山体の大部分を形成した。この噴出物は山体の南半分の開析の進んだ溪谷にのみ露出し、海拔 900m の位置まで認められるが、北側半分は開析が殆んど進んでいないので露出が認められない。

第1図 岩木火山地質図



第2期 第1期に続いて行なわれた活動は、主として熔岩の流出であり、スコリアや火山角礫岩を殆んど伴っていない。この時期の活動で現在みられる様な火山形体をほぼ完成した。続いて山頂には火口の崩壊が起り径 800m の円形火口（外輪山）を形成した。現在この外輪壁は東と西側は崩壊しているが、南と北側に於ては明瞭に外輪地形が保存せられている。この時期に山頂の西、約 3.2km の地点に寄生火山を生じた。その後山頂の北西、南西及び南東外輪外側から熔岩を流出している。

第3期 外輪山形成後、最後の活動として中央火口丘の噴出が行なわれた。これは前後2回の噴出によって生じたものであり、最後のものは径 300m、高さ約 70m のドームを形成している。この中央火口丘は岩木火山中最も酸性のもので多量の同源捕獲岩を含んでいるのが特徴である。

外輪東南の尾根沿いに厚さ 1m の降下軽石が長さ 2.5km、巾 0.3km に亘って分布している。その範囲は比較的狭く、その他の場所には認められない。噴出口及び噴出時期

はつまびらかではないが、中央火口丘の噴出と略前後して外輪側壁から抛出されたものと思われる。鳥海火山帯火山中、沼沢火山を除くニセコ⁴⁾、寒風⁵⁾鳥海⁶⁾及び月山⁵⁾の諸火山には軽石の抛出或は流出は認められない。岩木火山における軽石の噴出はその量は少ないが、噴火型式として重要である。

爆裂火口 外輪南西外側壁に美しい円錐形の径 100m 以下の爆裂火口が4つ存在している。これらは爆発のみで熔岩の流出は伴っていない。その他外輪外側斜面に9個以上の火口地形が認められる。しかしこれらはいずれも爆発のみである。

有史活動 記録によれば岩木火山の有史時代の活動は 1597 年以降少なくとも 6 回以上行なわれているが、いずれも爆発のみでマグマの噴出は行なわれていない。爆発の規模の顕著なものは次の通りである。1597 年、外輪南側（南側中腹火口と推定される）で爆発し、山崩れを伴って山麓へ流出した。1604, 1672, 1783, 1845 年にも爆発し、1863, 年 2 月 15 日には山上の 2 ケ所で爆発し、大石を飛散している。その後休止して現在に及んでいる。

4. 熔岩の顕微鏡観察

鳥海火山帯に属する諸火山は角閃石安山岩と輝石安山岩からなることが 1 つの特徴であるとされている。しかしこの火山帯に属する東北地方の火山は主として石英安山岩から成る沼沢火山を除き、角閃石安山岩の量は非常に少なく、主として輝石安山岩から構成されている。岩木火山に於ても 1 期及び 2 期の噴出物中に角閃石斑晶を含むものはむしろ稀であり、中央火口丘熔岩に少量含まれているに過ぎず、殆んど全部は輝石安山岩から成っている。

久野は鳥海火山帯の火山の本源マグマは勝井によつて行なわれた月山の熔岩の化学分析から高アルミナ玄武岩であることを示唆した⁷⁾。

最近大沼⁶⁾によつて鳥海火山は高アルミナ玄武岩系列の玄武岩—安山岩が噴出しているのが確認され、北海道ニセコ火山の初期噴出物も高アルミナ玄武岩系安山岩であることがわかった⁶⁾。しかし岩木火山噴出物の代表的な薄片約 80 枚について検鏡したが、すべてカルク・アルカリ岩系安山岩類であり、高アルミナ玄武岩類のものは認められなかった。またしばしば発見される同源捕獲岩もカルク・アルカリ岩系のものである。従つて岩木火山に於ては高アルミナ玄武岩系火山岩類の噴出はなかつたと推定される。

岩木火山の噴出物はその構成鉱物と化学組成から第 1 期及び 2 期に噴出した輝石安山岩と第 3 期に中央火口丘を形成した角閃石輝石安山岩の 2 つに大別される。第 1 期及び 2 期噴出物中には角閃石斑晶を含む輝石安山岩も認められるが、その量は非常に少なく、これを含まないものと本質的な差異はない。また軽石は輝石安山岩と角閃石輝石安山岩の中間的性質を示している。岩木火山熔岩の顕微鏡観察についてはすでに石川³⁾によつて記載されているので、輝石安山岩、角閃石輝石安山岩、軽石及び同源捕獲岩について簡単に記述する。

輝石安山岩 第 1 期及び 2 期に噴出した輝石安山岩類（含角閃石・輝石安山岩類を含む）は肉眼的に暗灰色～灰色を呈し、多量の斜長石及び少量の輝石斑晶が認められ、緻密堅硬である。鏡下に観察すると斑晶として多量の斜長石及び少量の紫蘇輝石、普通輝石及び磁鉄鉱、時に橄欖石、稀に角閃石が認められる。石基は細粒であり、半晶質のものが多く、

完晶質のものは比較的少ない。石基構成鉱物は半晶質岩では斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、鉄鉱、クリストバライト、燐灰石及びガラスであるが、結晶度が高くなるにつれてガラスの量が減少し上記鉱物の他にアノソクレスが現われ初め、クリストバライトの量が多くなり、石英も時に認められる。

斑晶斜長石は長さ 4mm 以下の長柱状～柱状自形を呈し、すべて聚片双晶をなしている。累帯構造の発達が著しく、特に外縁部に於て顕著であり、中心部より外縁に向つて規則正しく oscillatory zoning をなしているものもある。しばしば内核がガラス化され、その周囲を新鮮な結晶が厚く包んでおり、また結晶の内帯との中間部が結晶外形に沿つてガラス化され、チリ状包有物が多量に存在するものもある。この内帯は外帯に比し An% が 20% 前後低く、捕獲結晶と推定れる。包有物として普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱が少量認められる。時々斜長石、紫蘇輝石、普通輝石及び磁鉄鉱の大きな斑晶からなる glomeroporphyritic aggregate が存在する。斜長石の An% は 90～60 である。

斑晶橄欖石は時々認められ、0.5mm 以下の自形～半自形をなす。ピコタイト包有物を含んでいることがある。時々紫蘇輝石によって取囲まれていることがある。

斑晶紫蘇輝石は長さ 3mm 以下の長柱状自形、結晶縁が僅かに丸味を帯びていることがある。多色性は一般に強く、X=淡褐色、Z=淡緑色、累帯構造の発達の著しいものが存在する。稀に (100) に平行な普通輝石の exsolution lamellae が認められる。包有物として少量の磁鉄鉱、斜長石がある。 $2V_{\alpha}=75^{\circ}\sim 56^{\circ}$, $\gamma_{\max}=1.710$, Fs 22～41。

斑晶普通輝石は 3.5mm 以下の短柱状自形～半自形を呈し、しばしば結晶輪郭がやゝ丸味を帯びている。(100) を接合面とする双晶は普通にみられ、反覆していることがある。普通輝石と紫蘇輝石との平行連晶をなすものがあり、常に後者が内側にあり、前者が後者を完全に包んでいるものも稀にみとめられる。包有物として少量の斜長石、磁鉄鉱が認められる。 $\beta=1.692\sim 1.702$, $2V_{\gamma}=55^{\circ}\sim 47^{\circ}$, $c\wedge Z=45^{\circ}$, Wo 44 En 39 Fs 17～Wo 42 Fn 33 Fs 25。

斑晶角閃石は稀に存在し、通常著しいオバサイト化を蒙っている。

角閃石輝石安山岩 中央火口丘を形成している角閃石輝石安山岩は肉眼的に灰色を呈しているが、酸化によつて赤味を帯びたものもある。一般に粗鬆であり、多量の斜長石と少量の輝石斑晶が認められる。鏡下に於て観察すると斑晶として斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、橄欖石、磁鉄鉱、酸化角閃石、燐灰石及び石英が認められる。石基は細粒半晶質であり、構成鉱物は斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、鉄鉱、燐灰石、アノソクレス及びクリストバライトである。斑晶斜長石は長さ 5mm 以下自形～半自形を呈す。その性質は輝石安山岩中のものに良く似ているがやゝ酸性であり、その組成は An 80～53, チリ状包有物を包むものは後者よりも少ない。

斑晶橄欖石は 0.6mm 以下の自形～半自形をなす。結晶縁或は割目に沿つて一部赤鉄鉱化しているものがある。

斑晶紫蘇輝石は長柱状自形、1.5mm 以下、 $\gamma=1.707\sim 1.711$, Fs=35～38。斑晶普通輝石は 1mm 以下の短柱状自形～半自形、しばしば著しい累帯構造を示すものがある。稀に紫蘇輝石と平行連晶をなす。 $\beta=1.695\sim 1.703$, $2V_{\gamma}=56^{\circ}\sim 47^{\circ}$, $c\wedge Z=45^{\circ}$, Wo 43 En 38 Fs 19～Wo 42 En 32 Fs 26。

酸化角閃石斑晶は 2mm 以下の半自形を呈す。一般に著しいオバサイト化作用を蒙り、

結晶の外縁部は磁鉄鉱に変質し、小型結晶では完全に変質しているものもある。新鮮な結晶は著しい多色性を示す、X=淡褐色、Y=赤褐色、Z=濃赤褐色、 $c \wedge Z \approx 0^\circ$, $\alpha_{\min} = 1.704$.

斑晶石英は径 0.5mm 以下の融蝕を受けて丸味を帯びた結晶であり、捕獲結晶の可能性もあるが、普通輝石の反応縁は全く認められないので確言出来ない。

軽石 軽石は淡黄褐色の極めて空隙に富む粗鬆の岩石であり、少量の斜長石と輝石斑晶が認められる。鏡下に観察すると、斑晶として斜長石 (An 68~48), 橄欖石 ($\alpha_{\min} = 1.658$, $\beta_{\max} = 1.693$, Fa 12~21), 紫蘇輝石 ($\gamma = 1.707 \sim 1.711$, Fs 35~38), 普通輝石 ($2V\gamma = 57^\circ \sim 55^\circ$, $\beta = 1.695 \sim 1.702$, Wo 46 En 36 Fs 18~Wo 45 En 31 Fs 24), 酸化角閃石, 磁鉄鉱が存在する。石基は主としてガラスより成るが、軽石としては比較的結晶度が高く、石基鉱物として斜長石、普通輝石、紫蘇輝石及び磁鉄鉱の微晶が認められる。

時々石英の捕獲結晶が存在し、柱状の普通輝石反応縁によつて包まれている。

捕獲岩 岩木火山熔岩中には捕獲岩は非常に多く殆どのものに含まれている。特に中央火口丘熔岩中には非常に多い。その径は稀に 1m にも達するが 10-20cm 位のものが

第 1 表 化 学

	1	2	3	4	5
	Vd	Vd	VId	VId	Vd
SiO ₂	56.08	56.35	55.75	56.90	60.31
TiO ₂	1.18	1.25	1.10	0.87	1.02
Al ₂ O ₃	17.35	17.70	17.85	17.61	17.53
Fe ₂ O ₃	5.27	4.34	4.40	4.16	3.30
FeO	4.12	4.42	4.54	4.77	3.85
MnO	0.16	0.16	0.14	0.19	0.16
MgO	3.43	3.51	3.41	3.00	2.59
CaO	7.07	6.87	7.09	6.64	5.97
Na ₂ O	3.25	2.90	3.11	3.29	3.20
K ₂ O	1.00	1.08	1.05	0.93	1.20
H ₂ O+	0.91	0.73	0.67	0.85	0.70
H ₂ O-	0.42	0.28	0.28	0.50	0.20
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.17	0.21	0.14
Total	100.43	99.77	99.56	99.91	100.17

分析者, Nos. 1~8, 10, 青木⁵⁾, No. 9, 勝井²⁾

1. Hypersthene augite andesite, 火山角礫岩中の礫, 湯段沢上流
2. Augite hypersthene andesite, 毒蛇沢
3. Augite hypersthene andesite, 赤倉沢
4. Hornblende bearing augite hypersthene andesite, 岩木山頂の南東 1.5km の尾根
5. Augite hypersthene andesite, 寄生火山, 黒森山

多く、又数 mm 程度のものも多い。捕獲岩はその構成鉱物から同源のものと他源のものの2種に大別されるが、殆んど全部は同源捕獲岩であり、他源性のものは極めて稀であり、これは水成岩起源のものである。

同源捕獲岩はいづれもカルク・アルカリ岩系の比較的基性の安山岩類であり、鳥海山や月山等の同源捕獲岩に認められる様な高アルミナ岩系玄武岩安山岩は認められない。同源捕獲岩の鉱物組合せの種類については石川³⁾によつて記載されているので、ここでは省略する。

5. 化 学 組 成

岩木火山の代表的な熔岩8個と中央火口丘熔岩中の同源捕獲岩1個について化学分析を行なつた⁵⁾。第1表にはそれらの結果を噴出順序に並べて示した。また勝井²⁾によつて行なわれた中央火口丘熔岩の分析値を加えた。岩木火山熔岩のSiO₂%は56.1~63.8であり、この火山の殆んど全部を構成している1期及び2期の噴出物は56.1~60.5%であつてそのSiO₂範囲は比較的狭い。同源捕獲岩は約55%であり、この火山のもの

組 成

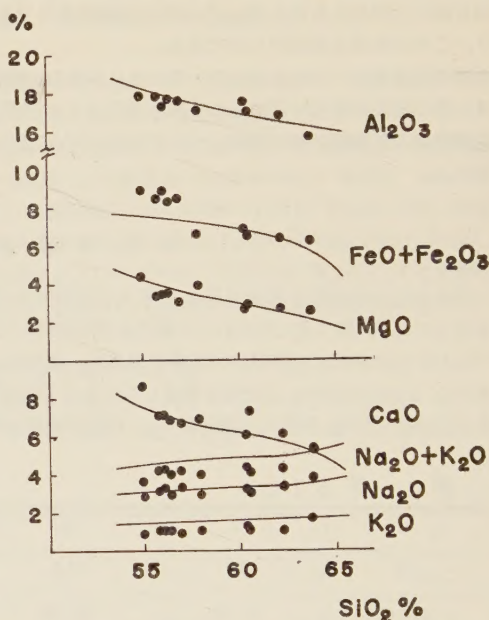
6	7	8	9	10
Vd	VI	VId	VId	Vd
60.50	57.92	62.20	63.74	54.93
0.68	0.89	0.53	0.34	0.87
16.99	17.08	16.76	15.63	17.86
3.34	2.49	4.29	3.58	4.56
3.52	4.33	2.49	2.97	4.84
0.13	0.13	0.15	0.09	0.17
2.89	3.94	2.66	2.55	4.34
7.31	6.85	6.09	5.40	8.59
2.97	2.93	3.28	3.79	2.77
1.06	1.05	1.03	1.59	0.83
0.30	1.69	0.57	0.34	0.47
0.20	0.45	0.18	0.35	0.04
0.12	0.04	0.07	0.20	0.09
100.01	99.79	100.30	100.57	100.36

- Olivine bearing augite hypersthene andesite, 岩木外輪南
- Hornblende bearing olivine augite hypersthene andesite, 降下軽石中の軽石, 山頂と百沢の間
- Olivine hornblende quartz hypersthene andesite, 中央火口丘下部
- Quartz olivine hornblende bearing augite hypersthene andesite, 中央火口丘山頂
- Olivine hypersthene augite andesite, 同源捕獲岩, 岩木山頂

としては最も基性である。鳥海山, 月山等にみられる様な基性の熔岩は岩木山からは産出せず, 北海道ニセコ火山のものと同様している。

第2図に酸化物-珪酸変化図を示した。比較のために最近化学分析の行なわれた鳥海火山帯熔岩55個の平均組成を求め(第2表), その変化曲線を示した。最も興味あることは岩木山熔岩のアルカリ, 特に K_2O は鳥海火山帯平均に比して非常に少ないことである。その他の酸化物は SiO_2 の乏しいものに於ては Al_2O_3 , MgO と CaO が平均よりやや少なく, $FeO+Fe_2O_3$ は多い傾向があり, 酸性のものに於ては特に大きな差はみられない。

第2図 酸化物-珪酸変化図



変化図には示さなかつたが, 岩木火山熔岩は FeO に対して Fe_2O_3 が多く, 従つて Fe_2O_3/FeO 比が高く, 0.8~1.2である。 Fe_2O_3/FeO 比が高いのは岩木山熔岩のみで

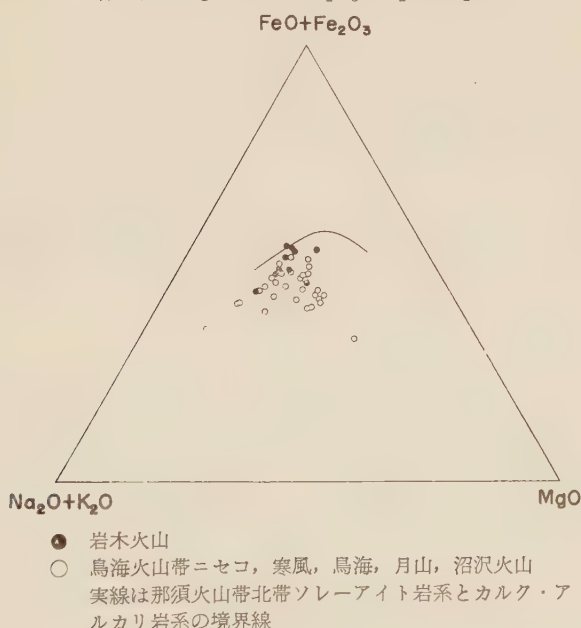
第2表 鳥海火山帯熔岩の平均化学組成

	1	2	3	4
SiO_2 範囲	<55	55-60	60-65	65<
SiO_2	53.4	57.4	61.6	65.6
TiO_2	0.8	0.8	0.7	0.7
Al_2O_3	18.8	17.6	16.4	15.8
Fe_2O_3	3.2	3.4	3.7	2.4
FeO	4.9	4.1	3.1	2.2
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	5.0	3.6	2.7	1.6
CaO	8.4	6.7	5.9	4.2
Na_2O	3.0	3.3	3.4	3.8
K_2O	1.3	1.6	1.5	1.7
H_2O+	0.7	0.8	0.5	1.3
H_2O-	0.4	0.4	0.2	0.4
P_2O_5	0.2	0.2	0.2	0.1
Total	100.2	100.0	100.0	99.9
平均個数	19	26	8	2

なく、鳥海火山帯の他の火山、例えば月山、鳥海山、寒風山及びニセコ火山に於てもそうである。一方那須火山帯ソレーアイト岩系火山岩のこの比は $0.2 \sim 0.7$ であり、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比の高いのは鳥海火山帯熔岩の1つの大きな特徴である。

岩木火山熔岩及び鳥海火山帯に属するその他の火山の熔岩の組成を $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 三角形図に点示し、那須火山帯ソレーアイト岩系とカルク・アルカリ岩系の境界線を第3図に示した。第3図から明らかな様に鳥海火山帯のものはマグマの分化の中期に於ける鉄の濃集は認められず、分化の中期に鉄の濃集が行なわれた那須火山帯ソレーアイト岩系の分布地域に点示されるものは全く存在せず、すべて同帯カルク・アルカリ岩系の区域に入る。しかし岩木火山のものは鳥海火山帯火山のものの中では最も鉄に富む区域に示される。

第3図 $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図



勝井²⁾と杉村⁸⁾は鳥海火山帯の火山岩は那須火山帯のものよりもアルカリが多いが、環日本海アルカリ岩区のものよりも少なく、東北地方に於ては東(太平洋側)から西(日本海側)にゆくにつれて火山岩中のアルカリが増加することを示し、更に最近河野、八木及び青木⁵⁾は東北地方の諸火山の詳細な岩石学的研究から、勝井及び杉村と同じ結論に達した。

岩木火山は東北地方の日本海沿岸に平行に南北に走る鳥海火山帯の中に於ては最も太平洋側、即ち那須火山帯に近い位置にある。すでに述べた様に岩木山は鳥海火山帯火山中

最もアルカリ、特に K_2O が少ないのが特徴であつて、その量は那須火山帯カルク・アルカリ岩系のものと著しい差は認められない。これは地理的分布と熔岩の化学組成との関係が良く一致し、非常に興味ある事実である。那須火山帯中、最も鳥海火山帯に近い位置にある森吉火山熔岩⁹⁾ が那須火山帯火山中最もアルカリが多いことゝ対称的である。しかしながら岩木火山熔岩の構成鉱物及び化学組成は鳥海火山帯他火山のものと類似し、那須火山帯のものとは本質的に異なっている。

岩木火山にはマグマの分化の早期を代表する熔岩は全く認められず、カルク・アルカリ岩系安山岩のみであるが、今まで述べてきた岩石学的諸性質から、本源マグマは久野の高アルミナ玄武岩であつたと考えられる。しかし、この高アルミナ玄武岩マグマは月山や鳥海山のものよりもやゝアルカリに乏しいソレーアイトマグマに近い性質のものであつたと推定される。この本源マグマの花崗岩質岩類或は珉質岩類の混成作用によつて生じたカルク・アルカリ岩系安山岩質マグマの噴火によつて岩木山は形成されたと考えられる。

引用文献

- 1) 八谷彪一, 岩木火山, 震災予防報告, 48号, 1905.
- 2) 勝井義雄, 鳥海火山帯熔岩の化学成分, 地質, 60, 185~191, 1954.
- 3) 石川俊夫, 鳥海及び乗鞍火山帯の岩石学的特性, 鈴木醇教授還歴記念論文集, 263~277, 1958.
- 4) 大場与志男, ニセコ火山群の岩石について, 地質, 66, 788~799, 1960.
- 5) Kawano, Y., Yagi, K. and Aoki, K., Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of northeastern Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 3, 7, 1~46, 1961.
- 6) 大沼晃助, 鳥海火山の岩石学, 東北大修士論文, 1961.
- 7) Kuno, F. H., High-alumina basalt, Jour. Petr., 1, 121~145, 1960.
- 8) Sugimura, A., Zonal arrangement of some geophysical and petrological feature in Japan and its environs, Jour. Fac. Sci. Tokyo Univ., Sec. II, 7, 133~153, 1960.
- 9) 河野義礼, 青木謙一郎, 八幡平およびその周縁火山群の岩石, 火山, 2集, 4, 61~76, 1959.

長野県高遠地方の領家深成岩類

Ryoke plutonic rocks of Takato district, Nagano Prefecture

蟹 沢 聰 史 (Satoshi Kanisawa)*

Abstract : The Ryoke plutonic rocks of the Takato district have been divided into two groups, older and younger.

The Hiji quartz dioritic rocks belonging to the older Ryoke plutonic rocks consist of amphibolites, fine to medium grained biotite-hornblende quartz diorites, biotite-hornblende granodiorites and aplitic granites. They have the different characteristics from the older Ryoke plutonic rocks of the other districts. Namely, in spite of the various rock types of the Hiji quartz dioritic rocks, hornblende, plagioclase and epidote in them show nearly invariable petrogenetical characteristics. Normative wollastonite is calculated from the chemical composition of the Hiji quartz dioritic rocks. These facts suggest that the Hiji quartz dioritic rocks have resulted from the granitization process of basic rocks in the condition of the lower-grade of amphibolite facies.

In the mylonitization process of the Hiji quartz dioritic rocks, CaO decreases and Na₂O increases.

The petrological characters of the Osafuji quartz diorite are similar to those of the younger Ryoke plutonic rocks of the other districts.

1. ま え が き

長野県高遠地方は、領家変成岩および深成岩がひろく分布し、また中央構造線にそって発達するいわゆる鹿塩片麻岩の標式地として知られ、古くから多くの人々によつて研究されている。この地域を含めた長野県南部の領家帯の研究は領家団研グループ¹⁾ および石井、植田、島津²⁾ らによつて行なわれている。高遠地方の深成岩類については橋本³⁾、端山⁴⁾ の研究がみられる。端山によればこの地方の深成岩類の進入時期は領家帯の他の地域と同様に古期と新期の2つに分けられることが明らかとなつた。

筆者は、高遠地方の深成岩類の顕微鏡的特徴と化学組成とを検討し、特に古期深成岩に属する非持石英閃緑岩の成因についての考察を試みた。

この研究を行なうにさいし終始懇切な御指導を頂いた河野義礼教授、植田良夫助教授に深い感謝の意をあらわす。実験にあたつて種々の便宜と御指導を頂いた青木謙一郎博士に深く感謝する。

2. 地 質 の あ ら ま し

長野県高遠地方は主として泥質岩、砂質岩とそれらの中に夾在する塩基性火山岩とを

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

第1図 長野県高遠地方地質図



- | | |
|------------|-------------------|
| 1. 安山岩 | 7. 南向花崗閃緑岩 |
| 2. 玢岩 | 8. 泥質及び砂質岩源領家変成岩 |
| 3. 高速花崗岩 | 9. 塩基性火山岩及び凝灰岩源岩 |
| 4. 落合花崗岩 | 10. ポーフイロイド様ミロナイト |
| 5. 長藤石英閃緑岩 | 11. ヘレフリンタ様ミロナイト |
| 6. 非持石英閃緑岩 | 12. 三波川結晶片岩 |

源岩とする領家変成岩類およびそれらに密接に関係する 古期および 新期の深成岩類とかなる。変成岩類は NE~NNE の走向を示しており、北西から南東にむかつてその変成度が上昇し、片状ホルンフェルスから片麻岩へと移行している。古期深成岩としては非持石英閃緑岩と南向花崗閃緑岩とがあり、新期に属するものには長藤石英閃緑岩と落合花崗岩とがある。さらに領家期以後の進入と 思われる高速花崗閃緑岩がこの地域の北方に存在し 周囲の領家変成岩に 接触変成作用を与えている。非持石英閃緑岩は 非常に不均質な岩体で、角閃岩質のものからアブライト質花崗岩までの広範な組成変化を示し、片麻状構造が著しく N 35°E~NS, 75°W~⊥ の走向傾斜をもち、周囲の領家変成岩のそれに凡そ一致している。南向花崗閃緑岩は、非持石英閃緑岩中にレンズ状に存在するが、この地域の南方ではかなり広く分布している。非持石英閃緑岩は 中央構造線に近づくにつれ圧砕作用をはげしく受けいわゆる鹿塩片麻岩と呼ばれるミロナイトに移化する。非持石英閃緑岩の西側に細長い岩体として分布する長藤石英閃緑岩は塊状ではんれい岩質の捕かく岩を有する。長藤石英閃緑岩と非持石英閃緑岩との直接の関係は不明であるが、高速町北方の長藤附近では長藤石英閃緑岩が中央構造線に接しているにもかかわらず殆どミロナイト化作用を受けていないことから長藤石英閃緑岩は 非持石英閃緑岩よりも後期に進入したものと考えられる。落合花崗岩は 駒ヶ根市中沢落合附近に分布し長藤石英閃緑岩を貫入している優白質で塊状、粗粒のものである。従来鹿塩片麻岩と呼ばれるものは、この地域では非持石英閃緑岩がミロナイト化作用を受けて生じたボーフィロイド様岩が中央構造線にそって幅約 500m にわたつてみられ、その中にチャートに似たヘレフリンタ様岩がレンズ状に夾在する (第1図)。

3. 深成岩類の顕微鏡的性質

深成岩類の岩石学的性質については 端山⁽⁴⁾の詳しい記載があるので、ここでは化学分析を行なつたものについてのみ記載する。

非持石英閃緑岩 片麻状構造が 著しく、角閃岩、細粒~中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩、黒雲母角閃石花崗閃緑岩、アブライト質花崗岩などの岩相からなり、しばしばこれらが互に縞状構造をなしている。

1) 角閃岩：優黒質、細粒で弱い片状構造を示し、組織はグラノブラスチックである。斜長石と普通角閃石とを主とし、少量の黒雲母、石英、チタナイト、磷灰石、磁鉄鉱を伴っている。斜長石は An49~37 で聚片双晶をなし、累帯構造は殆ど示さない。普通角閃石は他形で、 $2V_x=70^\circ$, $\alpha=1.664$, $\gamma=1.687$, 多色性 X=帯黄緑, Z=青緑, 時に斜長石、チタナイトを包有する。ごく少量の黒雲母は褐色で緑泥石化している。

2) 細粒~中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩：細粒のものほど優黒質である。やゝ片状で粒状斜長石、普通角閃石、黒雲母、石英からなり緑れん石、褐れん石、チタナイト、磷灰石、ジルコン、磁鉄鉱を伴う。斜長石は粒状他形で聚片双晶をなし、時には双晶片が彎曲している。累帯構造をなすものは少なく、しばしば中心部が絹雲母化する。An43~32 である。角閃石は粒状他形で斜長石、石英を包有することがあり、 $2V_x=70^\circ\sim 71^\circ$, $\alpha=1.658\sim 1.664$, $\gamma=1.683\sim 1.687$, 多色性は X=黄緑, Z=青緑, である。黒雲母は葉片状でわずかに緑泥石化することがあり、チタナイトに取囲まれているものもみられる。

$\gamma=1.644\sim1.653$, X =淡黄, Z =茶褐色である。石英は不等粒で間隙充填的に存在し、弱い波動消光を示す。緑れん石と褐れん石は普通には相伴なつて存在し、褐れん石の周りを緑れん石が囲んでいる。

3) 中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩: 片麻状で斜長石, カリ長石, 石英, 普通角閃石, 黒雲母を主とし緑れん石, 褐れん石, 燐灰石, 磁鉄鉱が少量存在する。粒状他形の斜長石は $An_{43}\sim38$ で聚片双晶をなし弱い異帯構造をなす。時には石英を包有する。カリ長石はごく少量で間隙的に, 又は斜長石中に antiperthite 状に四角結晶として存在する。普通角閃石は粒状で, ボイキリチックに斜長石, 石英を包有することがあり, $2V_x=59$, $\alpha=1.663$, $\gamma=1.683$, 多色性は X =黄緑, Z =濃緑。黒雲母は緑をチタナイトで囲まれるのがみられ, $\gamma=1.667$, X =淡黄, Z =茶褐, しばしば緑泥石化する。石英は間隙的に存在し, 明瞭な波動消光を示す。少量の緑れん石と褐れん石は極めて普通にみられる。

4) アプライト質花崗岩: 燄白質で片麻構造は殆ど認められず, より塩基性の部分に脈状又は綫状にはいり込んでいる。石英, カリ長石, 斜長石からなり, 少量の黒雲母, 緑れん石, 褐れん石, 燐灰石を伴う。石英は不等粒で波動消光が著るしい。カリ長石は粒状ないし間隙的に多量に存在し格子構造をなし, 粒状石英の小結晶を包有する。斜長石は $An_{35}\sim32$ で聚片双晶をなし汚染する。しばしばミルメカイトを生じ周縁部よりアルバイト質のうすい緑で囲まれる。黒雲母の多色性は X =黄緑, Z =緑褐色で殆ど緑泥石化している。

ミロナイト いわゆる 鹿塩ミロナイトといわれるものには高遠地方に於ても種々の岩相がみられ, 花崗岩質岩源のものや黒雲母ホルンフェルス源のものなどがあるが, ここでは顕微鏡的に非持石英閃緑岩が源岩と考えられるポーフィロイド様岩とヘレフリンタ様岩とについて述べる。

1) ポーフィロイド様斜長石-角閃石-石英-緑れん石-方解石-緑泥石岩: 青黒色細粒緻密で片理は明瞭ではない。ミロナイト構造を示し円味をおびた斜長石および角閃石が斑晶状に存在し, 石英と緑れん石がその周りに細粒結晶として存在する。斜長石は円形粒状で聚片双晶をなし, 時に異帯構造を示し, アルバイト質の縁を有する。角閃石は他形で, 多色性は X =淡緑, Z =淡青緑。石英は細粒他形で波動消光が著るしい。緑れん石は粒状で角閃石の間に存在する。少量の方解石と緑泥石が存在する。おそらくこの岩石は非持石英閃緑岩中のや、塩基性の部分の変つたものであろう。

2) ヘレフリンタ様斜長石-カリ長石-石英-緑れん石-絹雲母岩: 青灰白色緻密でチャートの様にみえる。長石が斑晶状に点在する。や、片理性を有する。卵形の斜長石は聚片双晶及び貫入双晶がみられ, 絹雲母化する。カリ長石は antiperthitic に斜長石中に存在し, 或は卵形結晶としてみられる。石英は細粒で長石の卵形結晶の間をうずめており強い波動消光を示す。緑れん石は粒状で点在する。絹雲母は葉片状で斜長石から変つたとみられる。この他チタナイト, 燐灰石, 磁鉄鉱, 方解石などが存在する。

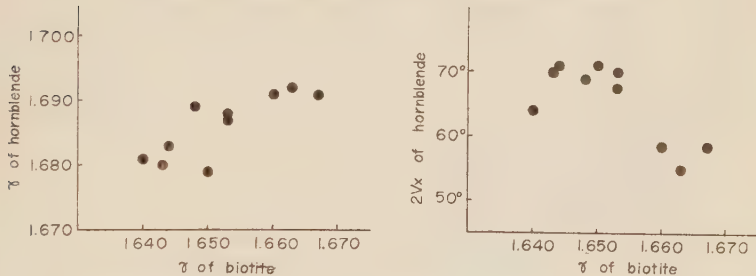
長藤石英閃緑岩 中粒, 塊状の黒雲母角閃石石英閃緑岩でしばしばカミングトン石を含む。斜長石は半自形の卓状又は柱状結晶で聚片双晶および貫入双晶がみられ, 明瞭な異帯構造をなし, や、汚染して絹雲母化する。成分は $An_{57}\sim45$ である。石英は不等粒他形で間隙的に存在し弱い波動消光を示す。普通角閃石は他形でボイキリチックに斜長石を包有し, $2V_x=75^\circ$, $\alpha=1.653\sim1.659$, $\gamma=1.680\sim1.685$, 多色性は X =帯黄白, Z =

緑褐色。カミングトン石は無色で普通角閃石と共生し、両者の b 軸は一致する。 $2V_z = 85^\circ$, $\alpha = 1.653$ $\gamma = 1.683$ である。黒雲母は Z = 茶褐色で、 $\gamma = 1.647 \sim 1.654$ である。

なお古期深成岩に属する南向花崗閃緑岩は粗粒の片麻状黒雲母角閃石花崗閃緑岩で斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、普通角閃石を主とし褐れん石、鱗灰石などを伴っている。新期の落合花崗岩は塊状で比較的粗粒の黒雲母花崗岩で石英、カリ長石、斜長石、黒雲母からなるものであるが、これらの詳しい記載は省略する。

非持石英閃緑岩中の角閃石と黒雲母の間の光学的性質の関係は第2図のようになり、角閃石の γ と黒雲母の γ とは正の相関々係にあり角閃石の $2V_x$ と黒雲母の γ とは負の相関々係にある。非持石英閃緑岩中の普通角閃石はすべて青緑色ないし緑色普通角閃石であり、長藤石英閃緑岩中のものは緑褐色普通角閃石でカミングトン石と共生するのが特徴である。

第2図 非持石英閃緑岩中の角閃石と黒雲母の光学性質



4. 化学組成

非持石英閃緑岩について代表的な岩相5個と非持石英閃緑岩から導びかれたと思われるミロナイト2個及び長藤石英閃緑岩1個の化学分析を行なった(第1表)。非持石英閃緑岩の分析値から組成変化図を描くと第3図のように綺麗な曲線が得られる。このことは非持石英閃緑岩は多様の岩相を持っているが成因的に一連のものであることをあらわしている。分析値よりノルムを算出すると非持石英閃緑岩はアブライト質花崗岩を除いてWo (wollastonite) があらわれるが、これは傾家帯の花崗岩類が一般にC (corundum) が算出されることに對して非常に特徴的なことである。またノルムAn: Ab: Or比を示すと第4図のようになり加納⁵⁾の分類による傾家新期型と傾家古期型の中間的な位置にプロットされる。さらに非持石英閃緑岩から導びかれたと考えられるミロナイトの分析値を比較すると、ミロナイトではSiO₂の量に對してFeO, Fe₂O₃ およびMgOは非持石英閃緑岩と殆ど同量であるのにCaOが著しく少なく、Na₂Oがやゝ多くなっている。ノルムではCがかなり算出される。このため、An: Ab: Or比も非持石英閃緑岩のそれから著しくはなれたところに示される。このようなことから、非持石英閃緑岩がミロナイト化作用を受けた際には単なる圧砕作用のみならず、CaO, Na₂Oなどの移動が行なわれたことが考えられる。長藤石英閃緑岩の分析値は1個だけであるがFeOに富み、

第 1 表 非持石英閃緑岩、ミロナイト及び長藤石英閃緑岩の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47.72	49.58	54.62	63.92	75.13	59.30	71.40	54.75
TiO ₂	1.37	1.13	0.95	0.54	0.07	0.95	0.22	1.00
Al ₂ O ₃	18.09	17.60	18.33	16.38	13.34	16.50	14.42	18.38
Fe ₂ O ₃	2.67	1.83	1.44	1.04	0.20	1.32	0.63	1.43
FeO	10.19	8.55	5.93	3.99	0.50	5.19	1.63	7.98
MnO	0.29	0.07	0.05	0.08	n. d.	0.04	0.02	0.06
MgO	3.91	4.89	3.90	1.56	0.08	2.81	1.63	3.41
CaO	9.11	8.73	7.71	5.05	1.67	3.13	1.74	6.96
Na ₂ O	3.07	2.81	2.76	3.47	2.42	3.95	3.84	2.80
K ₂ O	0.97	1.99	1.26	2.20	5.64	1.85	2.63	0.85
H ₂ O+	1.70	1.75	1.97	0.77	0.29	4.18	1.45	1.36
H ₂ O-	0.11	0.36	0.23	0.16	0.04	0.28	0.20	0.10
P ₂ O ₅	0.22	0.18	0.14	0.13	0.04	0.15	0.07	n. d.
Total	99.42	99.47	99.29	99.29	99.42	99.65	99.88	99.08

1. 角閃岩 (駒ヶ根市大洞東) 分析者, 蟹沢
 2. 細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩 (大洞東)
 3. 中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩 (大洞東)
 4. 中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (大洞東)
 5. アプライト質花崗岩 (大洞東)
 6. ボーフィロイド様斜長石-角閃石-石英-緑れん石-方解石-緑泥石岩 (長谷村馬越)
 7. ヘレフリント様斜長石-カリ長石-石英-緑れん石-絹雲母岩 (高遠町非持)
 8. 黒雲母カミングトン石普通角閃石石英閃緑岩 (高遠町ダム東岸)
- 1~5. 非持石英閃緑岩
 6, 7. 非持石英閃緑岩源と思われるミロナイト
 8. 長藤石英閃緑岩

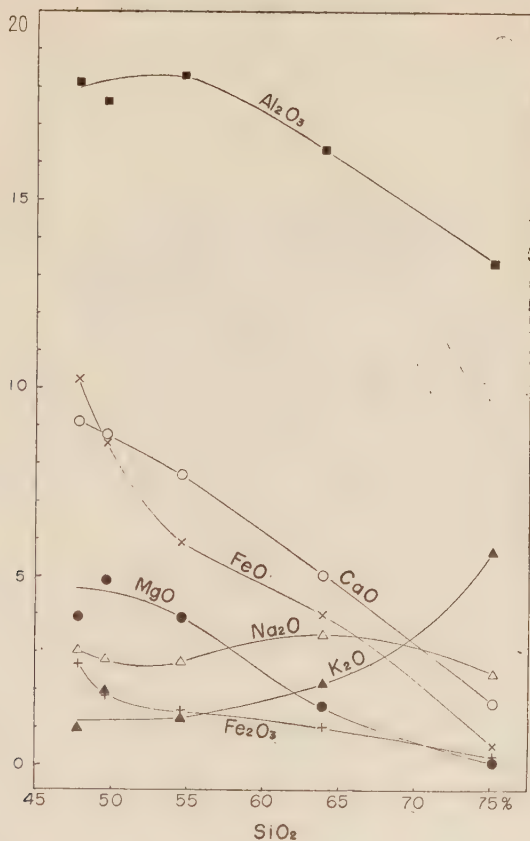
K₂O に乏しくいわゆる領家新期の花崗岩類と同様の化学的性質を有するものである。

5. 非持石英閃緑岩の成因

非持石英閃緑岩の成因について 橋本は 野外及び顕微鏡的観察から 領家帯の基盤に存在する角閃岩の花崗岩化作用によるものであると考え、さらに端山は、その際非持石英閃緑岩中でカリ長石に富んだ相が部分的再熔融によつて生じ、それが浸み出して縞状構造を作つたと結論した。ここでは非持石英閃緑岩にみられる二三の事柄からその成因について考察したい。

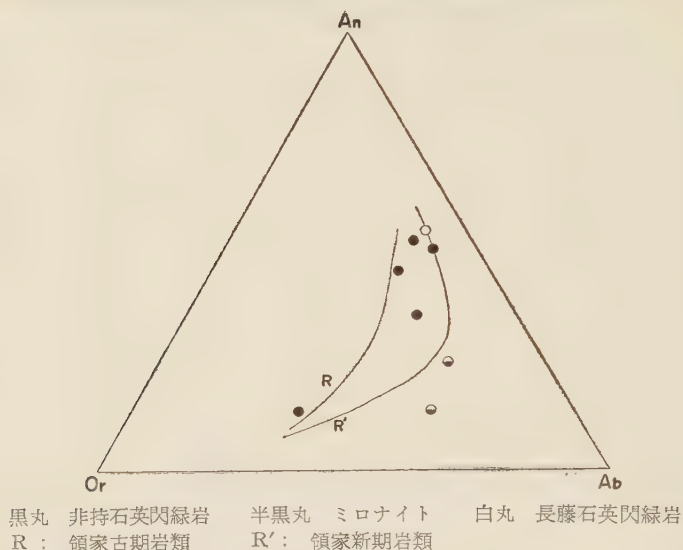
まず非持石英閃緑岩は非常に不均質で、角閃岩から細粒~中粒石英閃緑岩へ、さらに花崗閃緑岩へと漸移関係を示していたり、それらの岩相が縞状構造をなしていたりする。化学組成は塩基性のものから酸性のものへ一様に変化しており、ノルム Wo が算出され

第3図 非持石英閃緑岩の組成変化図



る。その組織は典型的な花崗岩組織を示さず、斜長石も聚片双晶をなすものが殆どであり、糸状構造は弱く、岩相変化が著しいのに反してその成分は平均 $An_{40\sim35}$ 程度でほぼ一定している。また深成岩中の普通角閃石は一般に塩基性の岩石中のものほど褐色で、酸性岩になるにしたがつて緑色～青緑色となる傾向があるが、非持石英閃緑岩中の普通角閃石はすべて緑色～青緑色である。このような事実から非持石英閃緑岩は熔融マグマからの固結ではなく、一種の花崗岩化作用によつて生じたものと考えた方がよい。もしマグマから固結したものとするれば斜長石は早期に固結した塩基性岩中のものほど石灰質で晩期のものになるにしたがいソーダに富む筈である。角閃石も塩基性の岩石中のものほど褐色であると思われる。さらに非持石英閃緑岩中には少量ながら緑れん石が普遍的に存在し、斜長石 ($An_{40\sim35}$ 平均) と共存していることもこれらの事実をうらづけるものである。紫藤⁶⁾ は勿来地方の変成岩の研究から、角閃石のZ軸の色はそれを含んでいる岩石の化学組

第4図 非持石英閃緑岩, ミロナイト及び長藤石英閃緑岩のノルム An:Ab:Or 比



成に関係なく変成度にしたがつて規則的に変化することをみだし、それから火成岩の固結温度を推定している。緑色～青緑色普通角閃石を有し、緑れん石と斜長石が共存する変成岩は角閃岩相の低度の部分に属するものであると云う。この事と非持石英閃緑岩の上にあげた諸性質から、非持石英閃緑岩は角閃岩相の低度の部分に相当する温度で塩基性岩から花崗岩化作用によつて生じたものと考えられる。その際再熔融は殆ど行われなかつたであらう。わずかにアブライト質花崗岩の部分は、あるいは再熔融した部分が浸み出して縞状構造を生じたものかもしれない。領家帯の基盤にこのような大規模な塩基性岩が存在するのは他の地方で知られておらずこれについての地質学的解釈が今後の問題である。

引用文献

- 1) 領家団研グループ, 領家帯の団体研究と中部地方地質図, 地球科学, No. 25, 1~3, 1955.
- 2) Ishii, K., Ueda, Y., and Shimazu, M., The geology and petrology at the Ina district in the Akaishi Mountain Range, Nagano Pref., Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III., 5, 183~200, 1956.
- 3) Hashimoto, M., On the basic plutonic rocks of Miwa and Inasato district, Nagano Pref., 国立科博研報, 3, 137~155, 1956.
- 4) Hayama, Y., The Ryōke granitic rocks in Komagane district, Nagano Pref. Japan., Jour. Agr. Sci. Tokyo Nogyo Daigaku, 5, 1~35, 1959.
- 5) 加納 博, 北上山地の接触変成岩, 鈴木醇教授還暦記念論文集, 53~73, 1958.
- 6) Shido, F., Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritōno district in the central Abukuma Plateau, Jour. Fac. Sci., Univ. of Tokyo, Ser. II, 11, 131~217, 1958.

大崩山花崗岩における汚染影響

Contamination effect in Ôkueyama granite

大 庭 昇 (Noboru Ôba)*

Abstract: Ôkueyama granite, which is essentially granodiorite, situating in the border common to Miyazaki and Ôita Prefectures in Kyûshû will be able to be divided regionally and petrographically into two types, Shishigawa type and Hôrigawa type.

The granite mass includes epixenolith characterized by spinel, corundum etc. and basic hypoxenolith characterized by augite, hornblende and a diabasic texture in widespread.

The Ôkueyama granite, especially Hôrigawa type, is high in alumina and potash, and its position on the AKF diagram suggests that it has an affinity with hornfels and pelitic xenolith. Namely, the formation of this granite has a close relation with pelitic or aluminous sediments, and its heterogeneity is mainly originated from the contamination effect by them.

1. ま え が き

宮崎・大分県境に位置する大崩山花崗岩(第1図)は、烏山¹⁾²⁾によつて明らかにされた特徴のあるサテライトをもつ底盤状岩塊である。

この岩体は、四万十系層群に属する、主に頁岩・シルト岩および砂岩よりなる堆積岩層中に、ドーム状に、不調和な貫入をなすので、その形態・産状は、高嶺山花崗岩³⁾⁴⁾のそれと非常によく似ている。すなわち、この岩体は、底盤状岩塊の一部に相当するもので、ルーフペンダントをもっている。

最近、鹿川花崗閃緑岩の詳細な岩石化学的性質が野沢・高橋⁵⁾によつて報告された。

筆者は、1959・1960年の2度にわたり、宮崎県東臼杵郡北川村祝子川および同郡北方村鹿川の花崗岩(第2図)を観察した。本報では、特に、鹿川⁶⁾⁷⁾および祝子川⁸⁾の花崗岩に関する汚染影響について多少の考察を試みた。

この研究の過程で、貴重な資料をお貸し下さり、かつ、多くの有益な助言をして下さった黒田吉益氏に厚く御礼申し上げる。また、貴重な論文を寄与下さった烏山武雄教授、分析の御指導を頂いた柴田秀賢教授、御教示頂いた野沢保

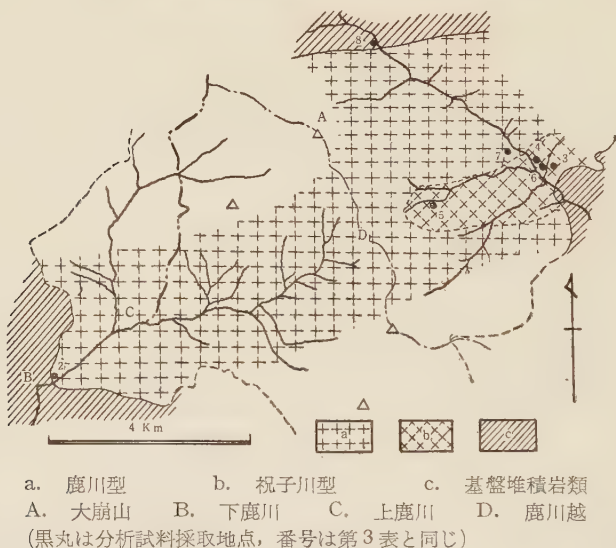
第1図 大崩山花崗岩の位置
(破線は臼杵-八代構造線)



* 鹿児島大学文理学部地学教室

氏に深く感謝する。現地調査の際、御便宜をお与え下さった延岡営林署吉良賢治氏に御礼申し上げる。

第2図 宮崎県東臼杵郡鹿川・祝子川地方の地質図



2. 鹿川型と祝子川型

この岩体の主体は、長さ約 0.5・1.0cm の正長石の大きな白形斑晶をもつ優白色斑状花崗閃緑岩からなっている。このものは、岩体南西部、下鹿川―上鹿川―鹿川越においてよく観察されるので、便宜上、鹿川型と呼ぶことにする。

岩体の東方、祝子川附近のものは、一般に、より不均質であり、一層暗色がかつた、より細粒の外観を呈しているため、便宜上この附近のものを祝子川型と呼ぶことにする。

両型のモードを第1表に、光学的性質を第2表に、化学成分を第3表に示す。

鹿川型 この型の花崗閃緑岩は、主に石英・正長石・斜長石・黒雲母および緑色普通角閃石よりなり、燐灰石・ジルコン・磁鉄鉱・褐簾石・榍石・黄玉・コランダム・白雲母などを副成分鉱物として含んでいる。

斜長石には、大型の斑晶状をなすものと、小型のものとは観察され、大型のものは、しばしばその周縁でミルメカイト連晶を形成しており、その中心部 (core) は、しばしばソーシユライト化していることがある。正長石は、しばしばパーサイト連晶を形成している。黒雲母は、普通角閃石と一緒になつて、集斑状集合体として現われる傾向がある。角閃石は、x=淡黄色、z=淡緑色ないし緑色の多色性を示し、(100)を結合面とする双晶が時々観察される。

祝子川型 この型の主成分鉱物および副成分鉱物は、ほとんど鹿川型と変らないが、次

第 1 表 大崩山花崗岩のモード成分

No.	1	2	3	4	5	6	7	8
Q	26.2	31.0	31.1	34.5	32.3	37.2	27.9	32.1
Or	20.5	18.1	12.8	25.3	23.6	14.7	15.8	17.5
Pl	39.2	33.4	36.2	31.0	34.5	34.6	41.7	38.2
Bi	9.9	11.2	11.7	6.8	7.3	12.7	12.1	9.1
Hb	2.5	4.3	7.0	2.0	1.6	0.3	1.9	2.2
Others	1.7	2.0	1.1	0.4	0.7	0.6	0.6	—

No.	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Q	37.3	30.6	27.7	23.2	34.6	37.2	35.6	32.1	31.6
Or	26.8	23.3	28.3	17.9	22.2	32.5	22.3	30.0	13.9
Pl	24.0	31.3	35.0	42.7	31.6	22.4	36.1	23.9	35.5
Bi	8.5	11.9	5.9	8.8	10.8	7.9	6.0	14.1	19.0
Hb	2.8	2.0	3.1	7.4	0.8	—	—	—	—
Others	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1, 2. 鹿川型

- 宮崎県東臼杵郡北方村鹿川堆積岩との接触部より採集せる閃雲花崗閃緑岩 (Sample No. 403-C)
- 同上 (403-L)
- 同北川村祝子川産閃雲花崗閃緑岩
- 同地黒雲母花崗閃緑岩 (72401-A)
- 同上 (72401-B)
- 同地産閃雲花崗閃緑岩 (409)
- 同上

8~17. 黒田論文⁶⁾より引用

Q: 石英, Or: 正長石, Pl: 斜長石, Bi: 黒雲母, Hb: 角閃石.

のような注目すべき 2, 3 の特徴をもっている。

大きな斜長石には、その周囲でミルメカイト連品をなすものがしばしば認められる。累帯構造の帯に平行に配列する微粒の黒雲母をポイキリチック状に包有するものがある。

黒雲母の屈折率は、鹿川型中の黒雲母のそれに比べてより低い。角閃石の多くは、細粒黒雲母の集合体によつてとりかこまれている。

細粒の石英・正長石・斜長石および黒雲母からなる集合体がしばしば認められ、かつ、このものは、全体としてモザイク構造を呈する。この集合体中の斜長石は、An 成分に乏しく (5-16%)、新鮮無界帯、かつ、無双晶または単純な双晶形式のものである。このモザイク状集合体が、周囲の母岩花崗閃緑岩中に、明らかに分散 (拡散) している状態が、時に、鏡下で観察された。

後で述べる黒雲母片岩状捕獲岩の、鏡下における様子から判断すると、この集合体は、

第 2 表 大崩山花崗岩及びその関連岩類の造岩鉱物

Rock	Plagioclase	Biotite	Hornblende
Shishigawa-type (403-C)	$n_1=1.536$ $n_2=1.550$ An 16-30	$\beta=1.678$ X=light yellow Y \neq Z=deep brown	$\alpha=1.661$ $\beta=1.678$ C \wedge Z=20° 2V $_{\alpha}=60^\circ, 60^\circ$ X=light yellow Z=green
Hôrigawa-type (409-X)	$n_1=1.536$ $n_2=1.522$ An 16-35	$\beta=1.676$ X=clear light yellow Y \neq Z=deep brown	$\alpha=1.659$ $\beta=1.676$ C \wedge Z=20° 2V $_{\alpha}$ =incapable X=very light yellow Z=light green
Schistose xenolith (409-X)	An 5-16	$\beta=1.647$ X=light yellow Y \neq Z=deep reddish brown	X=yellowish green Z=dark pale green
Hornblende-biotite granite (Kuroda, 1948)	An 20-46	$\beta=1.657-1.663,$ 1.662-1.670	
Biotite-granite (ditto)	An 36-39	$\beta=1.655-1.659,$ 1.661-1.662, 1.662-1.669	
Granophyre (ditto)	An 38-39	$\beta=1.662-1.670,$ 1.661	
Ditto	An 35-38	$\beta=1.659$	
Xenolith (ditto)		$\beta=1.659-1.660$	
Ditto		$\beta=1.647$	

明らかに、このような捕獲岩から由来したものである。従つて、祝子川型は、粘土質岩源堆積岩による汚染作用を蒙つたものであると言える。

大崩山花崗岩は、西南日本外帯花崗岩に普通な化学成分上の特徴⁸⁾をもっており、外帯岩石⁹⁾の変化図(第3図)¹⁰⁾(曲線はその一部を示す)および進化曲線(第4図)上、大隅花崗岩¹¹⁾と同様に、全体の中の、ほぼ中間位置を占める。

3. 捕 獲 岩 類

花崗岩体は、大きさ(径)1-2cm, 5-15cm および 30cm 前後の、まる味をもつ捕獲岩を普遍的に包有している。

捕獲岩類の大多数は、黒雲母片岩様の外観を呈し、しばしば、原岩、主に粘土質岩、の

組織をよく残している。

黒田⁶⁾は、多くの捕獲岩が、鏡下で火成岩組織を示さないこと、黒雲母の屈折率が、母岩花崗岩中の黒雲母のそれよりも低いことから、これらのものを堆積岩源であると考えた。

しかし、一方、捕獲岩の中には、量的には少ないが、主に石英・斜長石・黒雲母・普通角閃石および少量の普通輝石よりなるもの(大きさ、普通、径10数cm)がしばしば認められる。このものは、斑晶状の大きな斜長石と、集斑状の角閃石のために、斑状の外観を呈することがある。

鏡下では、全体として粒状組織、部分的に、角閃石の多いところでは輝緑岩組織を呈する。

大きな斜長石も、小さな斜長石も、いずれも新鮮で、小型のものには、ミルメカイト連晶をなすものがまだ多い。

角閃石は、しばしば黒雲母の外套連晶でとりかまれている。普通輝石の中には、角閃石によつて交代された残晶形態をなすものがある。黒雲母におけるジルコン周囲のハローが著しい。副成分鉱物として、榊石の比較的多いことは注意される。

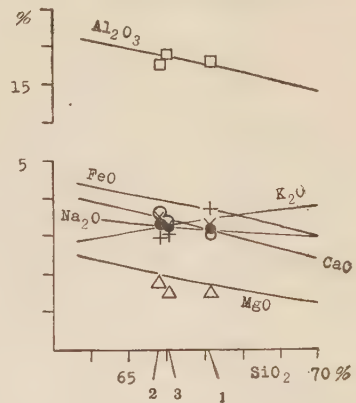
結局、この種の捕獲岩は、普通輝石をもつこと、一部に輝緑岩組織の認められること、角閃石の多いことなどから、塩基性火成岩(輝緑岩質ないし閃緑岩質)源のものと推定される。

黒雲母片岩状捕獲岩 肉

眼的に、これは、黒雲母にとむ暗色の部分と、白色の石英長石質部とからなっている。主に、石英・正長石・斜長石・黒雲母および少量の緑色普通角閃石よりなる。普通角閃石は、石英長石質部に、わずかに認められる。

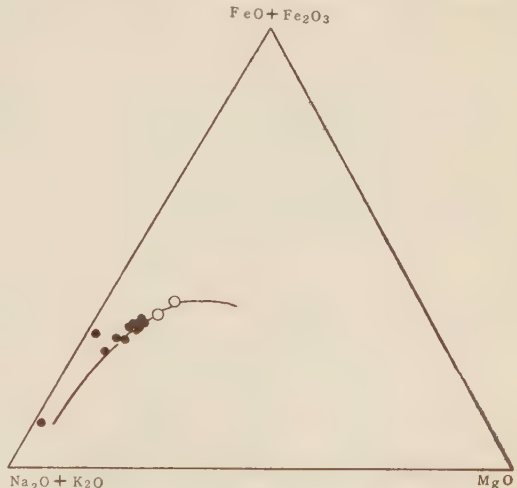
捕獲岩中の斜長石の An 含有量および黒雲母の屈折率は、母岩のそれらに比べて甚だ低い(第5図)。

第3図 大崩山花崗岩の成分変化曲線



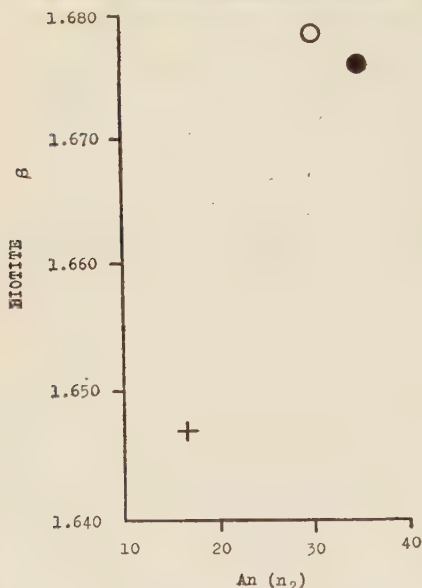
(番号は第3表と同じ)

第4図 $MgO-FeO+Fe_2O_3-Na_2O+K_2O$ 三角図



黒丸は大崩花崗岩、白丸は西南日本外帯の花崗岩

第5図 斜長石及び黒雲母の屈折率相関



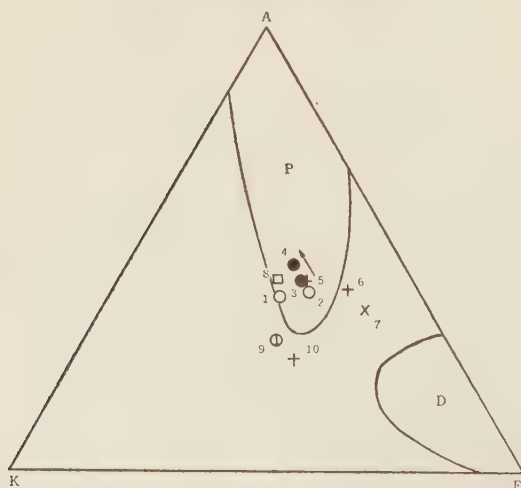
- : 鹿川型
● : 祝子川型 + : 黒雲母片岩捕獲岩

石英長石質部には、スピネルが豊富に含まれている。時々、コランダムが認められる。ところどころに、モザイク構造のホルンフェルスのレリクトが認められる。野沢等⁵⁾は、同じような捕獲岩中に珪線石のあることを報告している。本岩の化学分析値を第3表 No. 7に示す。

4. 大崩山花崗岩における汚染影響

黒雲母片岩捕獲岩およびこれと漸移する花崗閃緑岩が、そうでないものに比べてアルミナにとむことは、野沢等⁵⁾の酸化物変化図上でも、第3表 No. 5 および6の分析値を見ても明らかである。また、鹿川花崗閃緑岩(筆者の鹿川型)は、アルミナ質捕獲岩およびアルミナ質鉱物と成因の関係をもつものであることが同氏等によつて明らかにされたが、この点は、祝子川型においても全く同様で、いずれもノルム

第6図 大崩山花崗岩の AKF 図

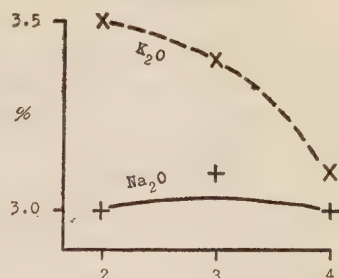


- 鹿川型 (1, 2).
● 祝子川型 (3, 4).
① 片岩捕獲岩と花崗閃緑岩の中間帯 (9).
+ 泥岩捕獲岩 (5, 6, 10).
× 塩基性捕獲岩 (7).
□ ホルンフェルス (8).
P: 泥岩領域
D: 輝緑岩領域

Cを算出し、この岩体における不均質性は、現在の位置に進入し、固結するまでの過程で、主として、粘土質堆積岩あるいはアルミナ質物質による汚染作用 (contamination) を蒙った結果であるとみることができる。鳥山²⁾は、この著しい汚染作用が、magmatic stoping に起因するものであると考えている。

塩基性火成岩あるいはアルミナ質堆積岩により汚染された花崗岩と、汚染されていない、または、その程度の低いものとを比較し、考察するためには、主に、Al, Na, K, Fe,

第7図 大崩山花崗岩の岩型とアルカリ含有量の関係



第3表 大崩山花崗岩及びその関連岩類の化学分析

No.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	67.09	65.79	66.00	67.78	52.58	44.73	63.54	60.95
TiO ₂	0.44	0.66	0.69	0.80	0.97	0.58	0.54	0.45
Al ₂ O ₃	15.61	15.49	15.78	15.06	22.23	24.68	15.78	18.75
Fe ₂ O ₃	0.93	1.45	0.70	0.62	1.01	1.79	1.40	1.26
FeO	3.02	3.59	3.47	3.61	5.02	11.07	5.45	4.55
MnO	0.08	0.01	0.07	0.05	0.03	0.06	0.07	0.04
MgO	1.44	1.76	1.49	1.73	2.63	3.74	2.57	2.11
CaO	3.12	3.36	3.22	3.20	3.42	3.17	3.57	1.27
Na ₂ O	3.24	3.50	3.40	3.10	5.70	3.50	4.40	2.40
K ₂ O	3.74	3.00	3.10	3.00	4.30	4.60	2.00	5.80
H ₂ O+	0.79	1.37	0.97	0.62	1.66	1.63	0.62	1.56
H ₂ O-	0.13	0.32	0.35	0.13	0.50	0.23	0.17	0.49
H ₂ O ₅	0.11	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02
Total	99.74	100.33	99.35	99.73	100.06	99.79	100.13	99.65
O		21.3	22.5	25.6				
Or		18.0	19.0	18.0				
Ab		32.0	31.5	28.5				
An		17.0	16.5	16.0				
C		0.5	1.1	1.1				
Wo		—	—	—				
En		5.0	4.2	4.8				
Fs		3.6	3.4	4.0				
Mt		1.5	0.8	0.8				
Il		1.0	1.0	1.2				
Ap		—	—	—				

1. 鹿川花崗閃緑岩の平均分析値 (野沢, 高橋 1960)
2. 鹿川型閃雲花崗閃緑岩 (403-C) 東臼杵郡鹿川
3. 梶子川型 (408-S) 北川梶子川 柴田分析
4. 同上 (409)
5. 黒雲母斜長石石英白榴岩捕獲岩 (406), 北川梶子川
6. 黒雲母片岩捕獲岩
7. 玢岩質塩基性 (輝緑岩質) 捕獲岩 (411)
8. 黒雲母堇青石ホルンフェルス (2 および 4~8 大庭分析)

Mg および Ca などの陽イオンの行動について特に注意されなければならない。

柴田等^{9),12)}は、花崗岩の化学成分について、アルミナ質捕獲岩にとむ部分の分析結果は、一般に、アルミナとアルカリ(特にカリ)にとむことを指適している。故に、この事実から、逆に、アルミナ質物質に関係のある花崗岩の汚染の程度を知ることが可能である。

相対的な汚染影響の違いを考察するために、 $Al_2O_3 - (Na_2O + CaO)$, K_2O , $FeO + MgO + CaO$ の間の、相対的な増減を知ることができると都合がよい。ここでは、 $A = Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)$, $K = K_2O$, $F = FeO + MgO + MnO$ の AKF 図で表現することを試みた。第6図で、Pは九州外帯、日本および世界の粘土質岩のプロットされる範囲、Dは輝緑岩のプロットされる範囲を示す¹¹⁾。

図上、No. 4は、粘土質岩源捕獲岩と密接な成因的關係をもち、粘土質堆積物による汚染作用を蒙つたと認められる祝子川型、No. 3は汚染作用の著しくないと認められるもの、No. 1は鹿川花崗閃緑岩の平均値、No. 2は堆積岩層との接触部の鹿川型である。また、No. 10は、岩体の周辺のホルンフェルス、No. 6・7および8は黒雲母片岩状捕獲岩、No. 9は塩基性火成岩源と推定される捕獲岩である。No. 3および4は、No. 1および2に対し、頂点Aの側に片寄っており、かつ、いづれもアルミナ質岩源物質と親近性のあることを示し、塩基性捕獲岩の位置から遠いことがわかる。

一方、No. 2-No. 4の Na_2O と K_2O を比較してみると(第7図)、この順に、相対的に K_2O の増加していることがわかる。

また、No. 5とNo. 8は、他のグループから離れているが、塩基性捕獲岩のNo. 9に対し、頂点KまたはA-K線側に偏していることがわかる。

上に述べたNo. 3および4の祝子川型、No. 1および2の鹿川型が、それぞれの型を代表するものとすれば、祝子川型は、野外および鏡下の事実から推定されたと同様に、より汚染度の高いものであろうことが推定される。

結局、大崩山花崗岩の形成は、粘土質(アルミナ質)堆積岩と密接に関係し、その不均質性は、主として、それによる汚染作用の影響を蒙つた結果であると言えることができる。

引 用 文 献

- 1) 鳥山武雄, 日向国大崩山花崗岩底盤のルーフ及サテライトに就て(演旨), 地質, **43**, 377~381, 1936.
- 2) 鳥山武雄, 花崗岩漿の進入機構より見たる西南日本外帯の特異性, 信州大学研論, No. 3, 76~104, 1953.
- 3) 大庭 昇, 鹿児島県大隅半島高隈花崗岩体, 鹿児島大学理科報告, No. 7, 19~30, 1958.
- 4) 大庭 昇, 石川秀雄, 大隅半島高隈花崗岩中の球状岩(I), (II), 岩鋳, **43**, 15~25, 98~103, 1959.
- 5) Nozawa, T. and Takahashi, K., On the petrochemistry of Shishigawa granodiorite, Bull. Geol. Surv. Japan, **11**, 482~502, 1960.
- 6) 黒田吉益, 宮崎県北部大崩山を中心とする花崗岩体の研究並地質, 九州大学地質学鋳物学教室卒論, 1948.

- 7) 山崎正男, 宮崎県鹿川酸性深性岩体中の電気石鉍床(演旨), 地質, 55, 163~164, 1949.
- 8) 大庭 昇, 南大隅花崗岩, 資源研彙, No. 52~53, 127~135, 1960.
- 9) Shibata, H., Okada, S. and Ōki, Y., Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces, Part VI, Principal elements, Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C, No. 50, 31~54, 1958.
- 10) 柴田秀賢, 本邦花崗岩類の化学成分による区分, 藤本治義教授還歴記念論文集, 420~426, 1958.
- 11) 大庭 昇, 大隅花崗岩の岩石化学的研究, 特にその不均質性と片状構造, 資源研彙, No. 54~55, 191~201, 1961.
- 12) Shibata, H., Okada, S. and Hara, K., Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces, Part I, Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C, No. 22, 141~172, 1954.

山形県関根産灰簪柎榴石及び福島県関が畑産灰簪柎榴石

Grossularites from Sekine, Yamagata Prefecture
and Sekigahata, Fukushima Prefecture

大 森 啓 一 (Keiichi Omori)**

関 寿 和 (Toshikazu Seki)*

菅 井 敬一郎 (Keiichiro Sugai)**

1. 米沢市関根産灰簪柎榴石

産状 本鉱物は当地域に分布する花崗閃緑岩中に残存した石灰岩に由来するスカルン鉱物の一つである。市村毅博士¹⁾はこの地域の地質を詳細に調べ、当石灰岩の産状について述べている。現在、この石灰岩は埋没し、露出が明かでないが、本実験に使用した試

第 1 表

実 験	試 料	scanning speed		time constant	実 験 結 果	
		90°~45°	45°~25°		試料 A	試料 B
1	200mesh 篩下	1°/min	1/2°/min	2sec	第2表(a)	第2表(b)
2	200mesh 篩下 を更に細かく したもの	1°	1/2°	2	第3表(a)	第3表(b)
3		—	1/2°	4	第4表(a)	第4表(b)
4		—	1/4°	4	第5表(a)	第5表(b)

第 2 表(a) (関根産柎榴石)

2θ	d	I/I ₀	hkl	a ₀	Q (obs.)	Q (calc.)
30.07°	2.972 Å	39	400	11.888 Å	0.1132	0.1133
33.70	2.660	100	420	11.896	0.1413	0.1416
35.40	2.536	7	332	11.895	0.1555	0.1557
37.03	2.428	20	422	11.895	0.1696	0.1699
38.60	2.332	15	510	11.891	0.1839	0.1840
41.60	2.171	16	521	11.891	0.2122	0.2124
47.2	1.926	21	532	11.873	0.2696	0.2690
53.4	1.716	10	444	11.889	0.3396	0.3398
55.8	1.647	20	640	11.877	0.3687	0.3681
58.1	1.588	30	642	11.883	0.3966	0.3964
62.2	1.486	7	800	11.888	0.4529	0.4530
73.0	1.296	10	842	11.878	0.5954	0.5946
75.0	1.266	4	664	11.876	0.6239	0.6229
平 均				11.886		

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

** 山形県東置賜郡吉野中学校 (本研究は東北大学理学部岩石鉱物教室で行った)

第 2 表 (b)

2θ	d	I/I_0	hkl	a_0	Q (obs.)	Q (calc.)
30.08°	2.971 Å	36	400	11.884 Å	0.1133	0.1133
33.75	2.656	100	420	11.878	0.1418	0.1416
35.43	2.534	9	332	11.886	0.1557	0.1558
37.04	2.427	16	422	11.890	0.1698	0.1700
38.63	2.331	15	510	11.886	0.1840	0.1841
41.62	2.170	14	521	11.886	0.2124	0.2125
47.2	1.926	20	532	11.873	0.2696	0.2691
53.4	1.716	12	444	11.889	0.3396	0.3399
55.8	1.647	19	640	11.877	0.3687	0.3683
58.1	1.588	40	642	11.883	0.3966	0.3966
62.5	1.486	15	800	11.888	0.4529	0.4532
73.0	1.296	13	842	11.878	0.5954	0.5949
75.0	1.266	7	664	11.876	0.6239	0.6232
平	均			11.883		

第 3 表 (a)

2θ	d	I/I_0	hkl	a_0	Q (obs.)	Q (calc.)
30.08°	2.971 Å	51	400	11.884 Å	0.1133	0.1133
33.74	2.657	100	420	11.882	0.1417	0.1417
35.40	2.536	9	332	11.895	0.1555	0.1558
37.08	2.424	21	422	11.875	0.1702	0.1700
38.65	2.330	18	510	11.881	0.1842	0.1842
41.65	2.169	15	521	11.880	0.2126	0.2125
47.2	1.926	51	532	11.873	0.2696	0.2692
53.4	1.716	14	444	11.889	0.3396	0.3399
55.8	1.647	22	640	11.877	0.3687	0.3683
58.1	1.588	36	642	11.883	0.3966	0.3967
62.5	1.486	6	800	11.888	0.4529	0.4533
73.0	1.296	14	842	11.878	0.5954	0.5950
75.0	1.266	4	664	11.876	0.6239	0.6233
平	均			11.882		

第 3 表 (b)

2θ	d	I/I_0	hkl	a_0	Q (obs.)	Q (calc.)
30.08°	2.971 Å	44	400	11.884 Å	0.1133	0.1133
33.75	2.656	100	420	11.878	0.1418	0.1416
35.43	2.534	7	332	11.886	0.1557	0.1558
37.03	2.428	18	422	11.895	0.1696	0.1700
38.62	2.331	13	510	11.886	0.1840	0.1841
41.61	2.171	16	521	11.891	0.2122	0.2125
47.2	1.926	19	532	11.873	0.2696	0.2691
53.4	1.716	10	444	11.889	0.3396	0.3399
55.8	1.647	21	640	11.877	0.3687	0.3683
58.1	1.588	35	642	11.883	0.3966	0.3966
62.5	1.486	9	800	11.888	0.4529	0.4532
73.0	1.296	12	842	11.878	0.5954	0.5949
75.0	1.266	4	664	11.876	0.6239	0.6232
平	均			11.883		

第 4 表 (a)

2θ	d	I/I_0	hkl	a_0	Q (obs.)	Q (calc.)
30.04°	2.975 Å	30	400	11.900 Å	0.1130	0.1131
33.72	2.658	100	420	11.887	0.1415	0.1416
35.39	2.537	5	332	11.900	0.1554	0.1557
37.02	2.429	16	422	11.900	0.1695	0.1699
38.64	2.330	12	510	11.881	0.1842	0.1840
41.61	2.171	15	521	11.891	0.2122	0.2124

第 2 表(a)の下半を加えての平均

11.886

第 4 表 (b)

2θ	d	I/I_0	hkl	a_0	Q (obs.)	Q (calc.)
30.05°	2.794 Å	49	400	11.896 Å	0.1131	0.1133
33.73	2.658	100	420	11.890	0.1415	0.1416
35.40	2.536	9	332	11.895	0.1555	0.1557
37.04	2.427	21	422	11.890	0.1698	0.1699
38.60	2.332	17	510	11.891	0.1839	0.1840
41.60	2.171	17	521	11.891	0.2122	0.2124

第 2 表(b)の下半を加えての平均

11.886

第 5 表 (a)

2θ	d	I/I_0	hkl	a_0	Q (obs.)	Q (calc.)
30.04°	2.975 Å	30	400	11.900 Å	0.1130	0.1132
33.73	2.658	100	420	11.887	0.1415	0.1414
35.38	2.537	5	332	11.900	0.1554	0.1557
37.02	2.429	17	422	11.900	0.1695	0.1699
38.63	2.331	12	510	10.886	0.1840	0.1840
41.59	2.172	15	521	11.897	0.2120	0.2123

第 2 表(a)の下半を加えての平均

11.887

第 5 表 (b)

2θ	d	I/I_0	hkl	a_0	Q (obs.)	Q (calc.)
30.06°	2.973 Å	53	400	11.892 Å	0.1131	0.1133
33.73	2.658	100	420	11.887	0.1415	0.1416
35.43	2.534	9	332	11.886	0.1557	0.1558
37.04	2.427	19	422	11.890	0.1698	0.1699
38.63	2.331	17	510	11.886	0.1840	0.1841
41.62	2.170	18	521	11.886	0.2124	0.2124

第 2 表(b)の下半を加えての平均

11.884

料は嘗つて当石灰岩が採掘稼行されていた当時のズリから最近採集したもので、緑簾石やベスブ石と共生している。柎榴石は斜方 12 面体を主とし、これに偏菱形 24 面体を伴っている。

X 線粉末回折曲線 この柎榴石の中、直径約 3cm の大きい結晶(試料 A)と直径約 0.5cm の小さい結晶(試料 B)の 2 種類について Geigerflex で X 線粉末回折曲線を作成した。この際、同一試料につき、Geigerflex の条件と粒度を変えて 4 回宛実験を行い、格子恒数に及ぼす影響を検討した。

X 線実験の条件は target Cu, filter Ni, voltage 30KV, current 10mA, chart speed 1cm/min, scale factor 8, multiplier 1, divergence slit 1° , scatter slit 1° , receiving slit 0.2mm を共通とし、他の条件を第 1 表の様に变化させた。

この結果及びこれより算出した格子恒数の平均値は第 2 表～第 5 表の如くである。即ち次の事が明かになった。

- i) 柎榴石粉末の粒度の大小は 200mesh 篩下では格子恒数に殆んど影響を与えない。
- ii) Geigerflex の実験条件の相違は格子恒数に少しく影響を及ぼす。
- iii) 上記 4 実験のうち、実験 1 (第 2 表 a 及び b) が最も良い結果を示した。

これより、関根産柎榴石の格子恒数は試料 A $a_0=11.886\text{\AA}$, 試料 B $a_0=11.883\text{\AA}$ となり、結晶の大小ともほぼ同じ結果を示した。

2. 福島県石川町関が畑産灰簾柎榴石

産状並びに共生鉱物の灰簾石については先に記載した²⁾ので、こゝには省略する。この柎榴石も斜方 12 面体と偏菱形 24 面の集形である。

X 線粉末回折曲線の作成条件は次の通りである。target Cu, filter Ni, voltage 30kV, current 10mA, scanning speed $1^\circ/\text{min}$ ($90^\circ\sim 45^\circ$ in 2θ), $1/2^\circ/\text{min}$ ($45^\circ\sim 25^\circ$ in 2θ), chart speed 1cm/min, scale factor 8, multiplier 1, time constant 2sec, divergence slit 1° , scatter slit 1° , receiving slit 0.2mm.

第 6 表 (関が畑産柎榴石)

2θ	d	I/I_0	hkl	a_0	Q (obs.)	Q (calc.)
30.08°	2.971Å	52	400	11.884Å	0.1133	0.1133
33.73	2.658	100	420	11.887	0.1415	0.1416
35.42	2.535	7	332	11.890	0.1556	0.1558
37.04	2.427	19	422	11.890	0.1698	0.1699
38.62	2.331	16	510	11.836	0.1840	0.1841
41.63	2.170	15	521	11.836	0.2124	0.2124
47.1	1.929	20	532	11.891	0.2687	0.2691
53.4	1.716	10	444	11.889	0.3396	0.3407
55.8	1.647	23	640	11.877	0.3687	0.3682
58.1	1.588	34	642	11.883	0.3966	0.3965
62.6	1.484	4	800	11.872	0.4541	0.4532
73.0	1.296	14	842	11.878	0.5954	0.5948
75.0	1.266	4	664	11.876	0.6239	0.6231
平	均			11.884		

この結果は第6表の如くで、これから得られた格子恒数は $a_0 = 11.894 \text{ \AA}$ で、上記柎榴石と近似の値を有する。

これら2種の格子恒数を柎榴石の a_0 について記した図³⁾にあてはめてみると、灰鉄柎榴石を少量含んだ灰礬柎榴石に相当する。

引用文献

- 1) Ichimura, T., Xenoliths included in granitic rocks of the Tekine-Azusayama district, Yamagata Prefecture, Bull. Earthquake Res. Inst., **38**, 479~495, 1960.
- 2) 大森啓一, 大塚清彦, 横山 鼎, 福島県石川郡山橋村関畑産灰重石, 岩鉱, **39**, 127~132, 1955.
- 3) 大森啓一, 柎榴石の単位格子恒数について, 鉱物, **1**, 183, 1952.

新刊紹介

Electrochemical induration of weak rocks By N.I. Titkov, A.S. Korzhuev, V.G. Smolyaninov, V.A. Nikishin, A.Ya. Neretina,

本書は1959年モスコウ出版の米国 consultants Bureau による翻訳である。崩壊性地層、殊に膨潤性頁岩の崩壊防止は油井掘さく上最も困難とせられるものであるが、これを坑内に電極を降入して電流を通じ、電気化学的に岩石を硬化せしめる実験の結果を述べている。頁岩の1片の両端に電極を接して、種々の電解溶液中で電流を通ずると両極のpHが著しい変化を生ずると共に、例えば陰極帯では Ca^{++} イオン、陽極帯では Al^{+++} , Fe^{++} , H^+ が飽和状態となり、頁岩中の粘土鉱物は脱水すると共に gibbsite, allophane, aluminite, limonite, hisingerite, calcite, gypsum 等に変化して行つて粘土鉱物の間隙を埋めて頁岩を硬化させる。この間の実験を評論した後、坑井横の実験に移り、最深116M、坑径165mmの坑井他15坑井に於て、坑壁に密着可能な円筒形電極2ヶを坑内に降入し、崩壊性地層内で電流を通じた。(最高100V. 20Amp., 30~50時間) 坑内泥水は地層水に近似したものを希釈したものをを用いたが、少量のグラウチング用セメントを混入すると一層効果を上げることが出来た。硬化の前後、3ヶ月に亘つて坑径測定を行い、その安全性を証明することが出来た。これにより深掘井の場合に於ても本法の使用によつて崩壊を防止し、casingの節約を可能ならしめる見通しを得るに至つた。本文はさく井技術上重要なばかりでなく、広く粘土鉱物の変成作用、水成岩の硬化現象等を研究するに際して示唆する所が極めて多い。(Consultants Bureau, New York 1961, 1-51. 1961., 5000円)

[牛島]

福岡県竜門鉍山産閃ウラン鉍の産状と絶対年令

Mode of occurrence and absolute age of uraninite from
Ryuen mine, Fukuoka Prefecture

井 上 秀 雄 (Hideo Inone)*

佐 藤 和 郎 (Kazuo Sato)**

Abstract: There are three pegmatites in Ryuen mine, Fukuoka Prefecture, which intruded in Masaki granite of the middle Cretaceous. The U-Pb age of uraninite from a pegmatite has been chemically determined as 100×10^6 years by Kimura and Iimori (1937). Uraninite was collected from the other pegmatite, of which mode of occurrence was different from the above mentioned uraninite. It occurred in chlorite vein cut the pegmatite. In order to know whether or not any measurable time interval existed between the pegmatite solidification and the vein formation, isotopic U-Pb age was determined on the uraninite from the chlorite vein. The age of uraninite is 110×10^6 years and the formation of chlorite vein continued immediately after the solidification of pegmatite.

1. ま え が き

竜門鉍山は福岡県田川郡真崎にあり、古くからペグマタイト鉍床として稼行され、また希元素鉍物の産地として有名である。ペグマタイトはほぼ塊状の3つの鉍体(A, BおよびC)からなり、この中Aの閃ウラン鉍については木村、飯盛¹⁾によりウラン-鉛法による年令決定が行われている。最近Cにおいて上記のものと産状を異にする閃ウラン鉍を発見した。この閃ウラン鉍の産状、鉍物学的性質および鉛法による年令決定の結果を報告する。

この報告をまとめるにあたり、九州大学理学部唐木田芳文、地質調査所広渡文利の両氏に種々の助言を得た。こゝに深く感謝する。

2. 地 質 概 要

北九州の花崗岩類は富田達、唐木田芳文等²⁾によれば、古期および新期の2つに大別され、これを占い方から記載すると次のようになる。

古期花崗岩類 糸島花崗閃緑岩、深江花崗岩

新期花崗岩類 朝倉花崗閃緑岩、鞍手花崗閃緑岩、平尾花崗閃緑岩、真崎花崗岩、勝山花崗岩、嘉穂花崗岩、早良花崗岩、佐賀花崗岩

これらの花崗岩類中、古期のものの進入時期は明らかでないが、新期のもののうち鞍

* 地質調査所鉍床部

** 東京大学理学部化学教室・東京大学地震研究所

手、真崎、嘉穂の3岩型は、上部白堊紀中部から下記白堊紀上部にかけての侵入で、関門層群の堆積後とされている。

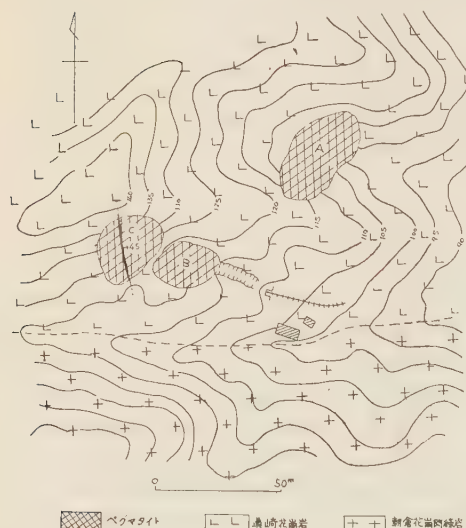
鉱山および周辺の地質は田川変成岩類とこれを貫く花崗岩類、これらを不整合に被う第3紀層、および阿蘇熔岩から構成されている。

花崗岩類は東西に発達する断層を境として北側に真崎花崗岩、南側に朝倉花崗閃緑岩が分布している。前者は粗粒の黒雲母花崗岩で後者を貫き、多くのペグマタイトを伴う。また後者は一般に塊状で花崗閃緑岩質である。

第3紀層は始新世の福岡層群からなり、鉱山の東側および西側に分布している。

3. 閃ウラン鉱の産状および外観

第1図 福岡県竜門鉱山附近の地質図
(稲井・広渡原図)



第1図に示した3つのペグマタイト鉱体は、いずれも直径20～30m前後で塊状を呈する。一般に鉱体の中心部は石英を主とし、外殻部は長石からなり、ほぼ同心円状の累帯構造をなしている。

長島乙吉、木村¹⁾により発見され、木村、飯盛により年令決定が行われた閃ウラン鉱は、A鉱体の長石を主とする部分に産するが、今回発見した閃ウラン鉱は、C鉱体をN70°Wに切るにり面にそつた脈状部に見出された。この脈状部は緑泥石、輝水鉛鉱、黄銅鉱よりなる。

にり面の規模は延長約8mを有する。

閃ウラン鉱は肉眼的に認められ、黒色で光沢が強い。大きさは

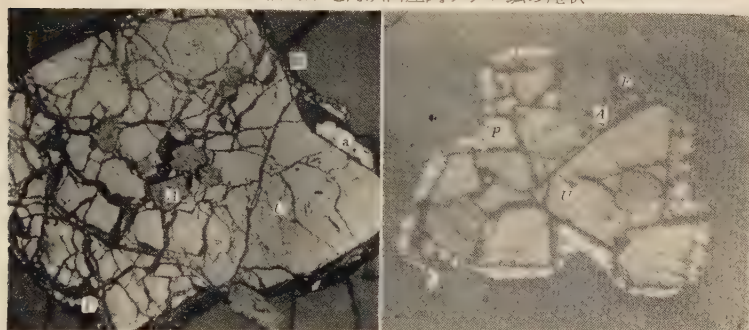
は径0.5～1.0mm、立方体結晶であり、つねに長石および葉片状の緑泥石中に濃集する。

4. 閃ウラン鉱の鉱物学的性質

(1) 反射顕微鏡下の性質 第2図に示すように主として単結晶として産出するが、ときにはこれらの単結晶が集合して産出する。光学的には等方性で、反射色は磁鉄鉱より暗く、淡褐灰色を呈する。研磨面には網目状の割れ目が顕著に発達している。

閃ウラン鉱に密接な随伴関係を有する鉱物は黄鉄鉱と銳錐石で、前者は閃ウラン鉱をとり囲むように産出し、厚さ25～50μを有する。後者は大部分閃ウラン鉱の中、または周辺の長石あるいは緑泥石中認められる。

第2図 福岡県竜門鉱山産閃ウラン鉱の産状



U : 閃ウラン鉱
a : 未決定鉱物

A : 銳錐石

F : 長石

P : 黄鉄鉱

研磨面の試薬テストの結果、反応は全く認められなかった。使用した試薬は次のとおりである。KCN, KOH, HCl, HgCl_2 , FeCl_3 , $\text{KMnO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$, $\text{KMnO}_4 + \text{KOH}$ 。

(2) X線粉末回折試験 アイソダイナミックセパレーターを使用し、網粹な閃ウラン鉱を分離採取してX線粉末試験の試料とした。第1表にこの結果を示す。

第1表 閃ウラン鉱のX線回折値

d	I/I ₀	dhkl
3.17 Å	100	111
2.74	40	002
1.93	50	122
1.653	45	113
1.580	12	222
1.370	10	004
1.255	16	133
1.224	15	024

(3) T_α の測定 T_α の測定を、顕微鏡下で閃ウラン鉱と 同定した試料について試み、

次の値を得た。(No.1 210, No.2 229, No.3 222) この中 3 個の閃ウラン鉱と比較のため、フランス産瀝青ウラン鉱を実験に供した。乾板は ET-2E を使用した。

フランス, ボア, ノアール鉱山産瀝青ウラン鉱の T_α は 174 である。

閃ウラン鉱は一般に $T_\alpha - 160 \sim 215$ であり、上記の結果はこの範囲を若干上まわる値であるが、露出時間、 α 飛跡を数える面積のとり方による誤差によるものと考えられる。すなわち、 T_α の測定からも閃ウラン鉱であることが同定される。

4. 閃ウラン鉱の年令決定

鉱物学的に純粋に分離した閃ウラン鉱細粉を分析試料とし、(1) 0.22820g を鉛の抽出、同位体分析およびウランの定量に使用し、(2) 0.09367g を鉛の定量に供した。いずれも 3N の硝酸で分解したが、(2) に対しては分解処理後ただちに 3.07mg の鉛を spike して加えた。

(1) 鉛の同位体分析 通常の方法で鉛を分離し、精製して約 0.8mg のヨウ化鉛とし、テトラメチル鉛法⁴⁾ によりその同位体存在比を測定した。1回の測定に使用できる鉛の

量が少いので、第2表に見られるごとく、 ^{204}Pb の存在度はその上限のみが得られた。

(2) ウランの定量 通常の方法により U_3O_8 として重量を測つた。ウラン酸アンモニウム沈でんを濾別した溶液について回収操作を行い、この部分にウランが存在しないことを確めた。

(3) 同位体希釈法による鉛の定量 (1) と同一の方法によりヨウ化鉛を分離し、テトラメチル鉛として同位体分析を行つた。(1) により得られた閃ウラン鉱の鉛の同位体存在比および閃ウラン鉱の鉛と既知量の spike の鉛の混合物の同位体存在比から計算し、試料中の鉛の濃度を求めた。

閃ウラン鉱の放射性起源の鉛同位体の中、 ^{208}Pb の存在度は小さく、この同位体を用いる年令の計算は、誤差から考えて無意味であつた。また ^{207}Pb の存在度測定誤差は $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ —年令を計算するためには大きすぎた。表にみられるとおり、残りの2種の年令は誤差の範囲内で一致し、年令概数は 110×10^6 年と見積られ、不確かさは $\pm 10 \times 10^6$ 年以内と考えられる。

第2表 閃ウラン鉱の分析結果と年令
鉛の同位体存在比 (原子数百分率)

質量分析試料		^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
閃ウラン鉱	I	< 0.1	91.07 ± 0.71	4.94 ± 0.17	3.82 ± 0.19
"	II	< 0.1	91.85 ± 0.30	4.75 ± 0.14	3.42 ± 0.11
Spike の鉛		1.364 ± 0.002	24.93 ± 0.05	21.38 ± 0.04	52.33 ± 0.20
閃ウラン鉱+spike	I	1.068 ± 0.029	40.92 ± 0.16	17.39 ± 0.23	40.63 ± 0.37
"	II	1.131 ± 0.018	41.14 ± 0.28	17.24 ± 0.46	40.49 ± 0.60

ウランおよび鉛の同位体含有量 (mg./g.)

U : 639.6		Pb : (10.45 \pm 0.24)	
^{238}U	635.0*	^{207}Pb (放射性起源)	9.47 \pm 0.37**
^{235}U	4.61	^{207}Pb (")	0.431 \pm 0.097

閃ウラン鉱の年令* (単位 : 10^6 年)

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -年令	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -年令
111 \pm 5	104 \pm 23

[注] * 現在のウランの同位体存在比として $[^{238}\text{U}]/[^{235}\text{U}] = 137.8$ (Inghram, 1946)⁶⁾ を用いた。また壊変定数として $^{238}\text{U} : \lambda = 1.54 \times 10^{-10}, \text{y}^{-1}$ (Kovarík and Adams, 1955)⁷⁾, $^{235}\text{U} : \lambda = 9.72 \times 10^{-10}, \text{y}^{-1}$ (Fleming, Ghiorso and Cunningham, 1952)⁸⁾ を用いた。

** 非放射性起源の鉛(original common lead)の同位体存在比として $^{204}\text{Pb} = 1.355\%$, $^{106}\text{Pb} = 25.05\%$, $^{207}\text{Pb} = 21.13\%$, $^{208}\text{Pb} = 52.46\%$ を仮定した。この値は年令 $(30-150) \times 10^6$ 年の鉛鉱の鉛についての実測値の範囲内にある⁵⁾。

6. 年 令 値 に つ い て

竜田鉾山の3つのペグマタイト鉾体の中、A鉾体の年令はその閃ウラン鉾についての本村、飯盛の測定によれば 96×10^8 年であった。今回発見された閃ウラン鉾はC鉾体の切り面に発達した緑泥石脈中にあり、その年令は $(110 \pm 10) \times 10^8$ 年である。鉛法による年令決定の精度から考えて、これらの閃ウラン鉾の年令の間には差を認め難く、ほぼ一致するといえる。したがって緑泥石脈はペグマタイト鉾体の晶出直後に生成したものと推定して差支えないと考えられる。なお、この閃ウラン鉾を伴うペグマタイト (および真崎花崗岩) の絶対年令も $(110 \pm 10) \times 10^8$ 年で、上部白堊紀に相当する。

引 用 文 献

- 1) 木村健二郎, 飯盛武夫, 日化, **58**, 1135~1143, 1937.
- 2) 富田 達, 唐木田芳文, 私信による。
- 3) Yagoda, H., Radioactive measurements with nuclear emulsions, John Wiley, N. Y., 1949.
- 4) 佐藤和郎, 斎藤信房, 質量分析, No.15, 43~51, 1960.
- 5) Collins, C. B., Russell, R. D. and Farquhar, R. M. Canad. J. physics, **31**, 402~418, 1953.
- 6) Inghram, M. G., Manhattan Project Technical Series, Div. 2, Gaseous Diffusion Project, **14**, V, **35**, 1946.
- 7) Kovarik, A. F. and Adams, N. I., Phys. Rev., **98**, 46, 1955.
- 8) Fleming, E. H., Ghiorso A. and Cunningham, Phys. Rev, **88**, 642~652, 1952.
- 9) 宮渡文利, 稲井信男, 福岡県竜田鉾山のウラン鉾床, ウラン, 457~458, 1961.

羽越地方のフォッサマグナ擾乱と奥羽脊梁山脈の造山運動について

On the Fossa Magna disturbance of the Uetsu region and the orogenic movement of the Ōu backbone range

江 原 真 伍 (Shingo Ehara)*

Abstract: By the Median groove running northsouth, the Ōu region may be divided into two parts: the U-Etsu region, and the Ōu backbone range. The former contains the Gan-Etsu Paleozoic mountain land whose northward extension comprises the Akita region which was ever torn and depressed by the pulling force of the Fossa Magna. In the Miocene times the continuous submergence of the floor of the sea and the oil bearing deep sea deposits of the Akita region might be quite due to the pulling of the Echigo Mountain Range which was dragged by the Kwanto Range of the Fossa Magna.

But the latter comprises the Paleozoic Abukuma and part of the Kitakami range, of which the former was subjected to the dynamic activity of the Futaba fault running northsouth. In this movement the detached blocks cut by the fault have sunk rapidly within the earth, drawing the transgression sea water but at the same time spouting the Andesite lava. It formed a geosyncline which was filled in the next phase by the abundant gushing mass of Green Tuff. Since then the backbone range has kept on upheaving and the Akita region submergence.

Both the Futaba fault and the Fossa Magna disturbance may have come from the same origin and be regarded as the manifestation of the Circum-Pacific orogenic energy at that time.

1. 緒 言

奥羽脊梁山脈と羽越地方の地質は半沢正四郎・北村信²⁾³⁾等によって解明され又地質調査所の 50 万分 1 青森, 秋田, 新潟, 金沢, 東京が出版され, 筆者の Fossa Magna 擾乱が発見されたので, この方面に於ける構造運動を推摩し合せて運動の本質を解明する事にした。これ畢竟先に西南本州と Fossa Magna の関係が明らかにされたので今回は東北本州との関係を検討するに外ならぬ。

2. Median groove

小藤文次郎の On the volcanoes of Japan⁴⁾によると Median groove は樺太の西南海中に始まり, 小樽の西から北海道を南北に貫き 津軽海峡・青森湾を経て青森市の西に上陸し 花輪, 横手, 新庄, 米沢各盆地から若松盆地に至るのである。これらの盆地は奥

* 立命館大学

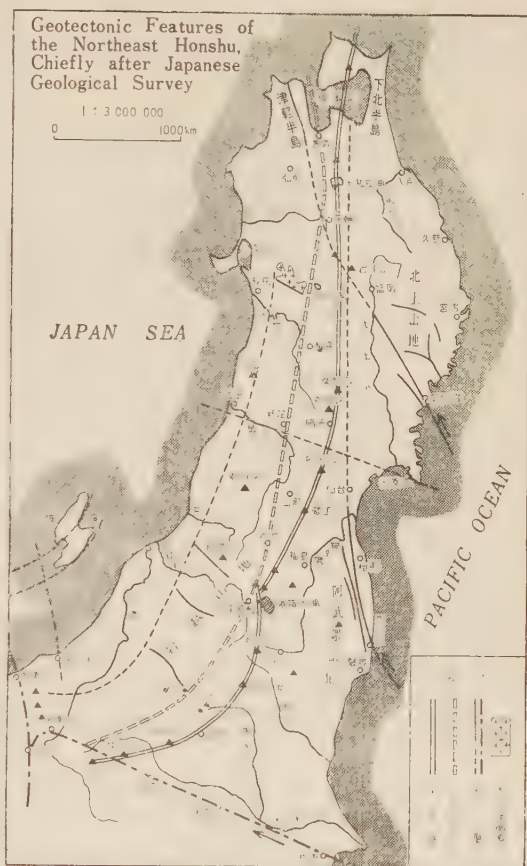
羽脊梁山脈と出羽丘陵の間に横たわる Intermountain basins であつて、小藤は脊梁山脈の上に併列する火山と盆地の間に密接の関係あることを考えた。

東大、坪井忠二⁵⁾は重力分布図に於て、これらの盆地に於ける重力の低いことを注意し、また Fossa Magna に於ける重力負異常は浅間火山附近に著るしく -50mgal に達し、東北地方の Median groove に沿へる等重力線は此処に収斂されることを認めた。岩越山地は諸種の火成岩に貫かれ古生層の原構造明かでないが、重力分布の方向より Median groove は若松盆地より南西に方向を変へて孤を画き浅間の方向に向い途中尾瀬沼と尾瀬が原を通過して東北盆地の連続なるかを疑わしめるのである。

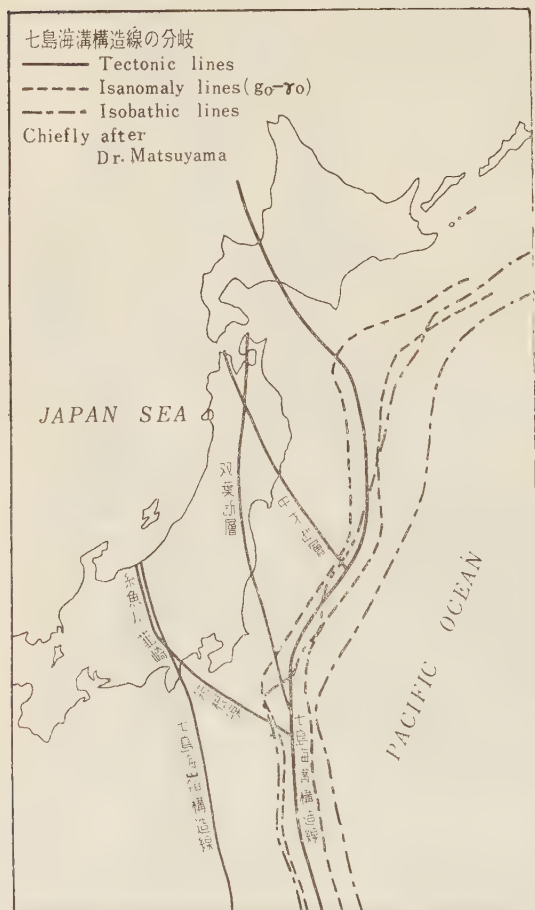
Median groove 南西への転向は脊梁火山脈の方向にも表れる。先に東北地方を横断する断層に就ては Nauman, 大槌良一⁶⁾, 大森昌衛⁷⁾ 等によつて繪ぜられたが筆者は最上川・金華山線を以て最も適当なりと考えるものである。この線は西北から東南に向い最上川の方角を採つて船形と荒尾岳火山の間で脊梁山脈を横ざり金華山に達するもので大森の構造線より少しく南にとりて氏と同じく酒田, 新庄, 石巻北方の局部的低重力の地方に関連するのである。奥羽脊梁山脈はこの線以南に於て漸次南北から南西に方向を変へて磐梯山に至りて終末を告げ、火山脈は、なお、ここから孤を画いて尾尾古生層の中を那須, 高原, 日吉, 赤城, 榛名の順で浅間山に至る。斯の如きは Fossa Magna 擾亂の引曳力が東北本州内帯に止まらず、更に脊梁山脈に及ぶことを示すものである。

さて、Median groove によつて東北本州は便宜上これを内外両帯に分つことが出来る。内帯は岩越山地の北方への延長であつて秋田地方に亘ることが考えられ、外帯は阿武

第 1 図



第 2 図



隈山系とこれと同系の北上山系より成るものである。内帯はフォッサマグナ擾乱が直接影響する地方であつて、其の構造運動に於て著るしく外帯と趣を異にする。

筆者⁸⁾⁹⁾¹⁰⁾¹¹⁾はフォッサマグナ擾乱においてその右翼が糸魚川・葦崎箱根線によつて切断され関東山系が北西に向つて諏訪、大町間の60kmを移動したことを述べた。この移動に際して関東山系は大町・長野・高崎・岩槻・成東線に沿うて南北に亘る岩越山地を北西に曳きずつた。この「曳きずり」は足尾山脈の走向北東南西なると那須火山脈が北東より南西方向に走り浅間山に至ることによつて、また Median groove の走向に依て示される。赤城、榛名火山の北において、また谷川岳より三ヶ峠長野方面に亘りて岩越山地は各種類の火成岩によつて貫かれ、その原構造をうかがうことは出来ないが、この地の古生層は越後山脈、只見川流域より三ヶ峠、長野地方に

亘り北北東より南南西に向けて著しく「曳きずり」をうけたことが考えられ、この「曳きずり」はフォッサマグナ右翼の頂点なる大町・長野 Arena の突入に依るものである。

関東山系の岩越山地に対する「曳きずり」はフォッサマグナ擾乱が東北本州内帯に影響した最大の原因と考えられる。即ち、この「曳きずり」によつて越後山脈は阿賀野川、および荒川の線において曳き放たれたのであつて現在の阿賀野川は北西・南東の方向において、また荒川は同じく同方向において朝日岳より飯豊山を引きはなして、流路が形成されたのである。更に旧岩越山地は朝日岳より秋田地方に連なり、現在の大平山花崗岩塊に連なつたことが考えられる。しかして、この旧岩越山地は前述せる「曳きずり」によつて最上川、雄物川、大平山断層崖に沿うて曳き放たれ、各地塊はその位置において沈降した

のであつて、最上川、雄物川、大平山断層崖は北西・南東に走つて上述せる阿賀野川、荒川の破綻線と平行するのである。

この破綻地塊の沈降は実にフォッサマグナ擾乱によつて起り、その時期は脊梁山脈の地盤動より少しく遅れ、北村信²⁾³⁾の Foredeep に相当するものであつて、女川層・船川層の堆積を起したのである。

3. 七島海溝構造線とその分岐

七島海溝は小笠原島の東に始まり、北上して大吠岬の東に達す。海溝の幅は 100 軒、その深さは 9 キロで、日本海溝の内で最も深く世界有数の海溝である。この海溝の底を貫いて七島海溝構造線がある。この構造線の断層面は殆ど直立し、少しく西に傾いてその 500 軒の深所において深発地震を蔽している。七島海溝は大吠岬の東で北北東に方向を変えて三陸海溝となり、千島海溝に向つて走るのである。しかしながら松山・熊谷の重力測定によると七島海溝はそのまま北上して三陸沖に達し、従つて七島海溝構造線はその底を貫いて北上し、札幌・苫小牧地峡を通つて間宮海峡に貫くものと思われる。現在の三陸海溝は七島及び千島海溝に比べて浅く、平均の深さは 6 キロであつて、ただ局部的に 8 キロ 1 カ所、7 キロ 2 ヶ所あるにすぎず。のみならずこの海溝は千島海溝には直結しないようにみえる。旧三陸海溝は現在大陸棚の下にあつて、七島海溝の北方への延長と思われる。かくのごときは後述する大陸よりの構造運動によつて北上山系が東に押し出され、旧海溝を埋没したためであつて現在の三陸海溝はその遺影に過ぎないのである。

七島海溝構造線は数カ所において分岐するその第 1 は糸魚川・菲崎・箱根線であり、第 2 は双葉断層線であり、第 3 は中才断層線である。七島海溝構造線は漸次深さを減じて、その深所における地震は稍や深発性の地震である。しかしして、札幌・苫小牧線を通して間宮海峡に向つては極めて深さを減ずるものと思われる。七島海溝構造線が 2ndary, Tertiary と幾つかに分岐する (Virgation) こと San Andreas Rift に見ると同様であるが七島海嶺構造線(富士火山帯の示す)の如く平行して延るものもまた前者の分岐として考えられる。

海溝に平行する強大なる造山力は Fossa Magna, 北海道日高山脈及び New Zealand の Kaikoura Diastrophism に於て見る所である。Fossa Magna に於ては南南東より北北西に向て強大なる圧力が本州内外両帯に加えられ、日高山脈に於ては千島海溝に平行して北東より南西に向つて、New Zealand に於ては Hikurangi Trench (Tonga-kerma-dec 海溜の末端) に平行して北東より一転して北西に向つて同島の Back bone rage に加えられたのである。

4. 「奥羽脊梁山脈の地盤動」と「羽越地方のフォッサマグナ擾乱」との関係

東京教育大、牛来正夫の阿武隈研究によれば双葉断層は上部白亜紀の花崗岩貫入と同時に出来た北北西南南東の構造線である。それ以来、この山系に於ては双葉断層の方向に幾回かの構造運動がくり返された。現在の双葉断層の方向に起れる断層運動は鮮新洪積期のもので、半沢正四郎¹⁾によると断層東側の北へ向つての移動は多賀層堆積前 80 米、洪積期初期に 15 米とされている。半沢は仙台附近第三紀層の研究によつて、この断層は中

新期中頃において現在よりも更に 60 軒北方に延びておつたことを発見した。

中新期の初め、フォッサマグナ擾乱と期を同じうして、双葉断層は北方に延びて現在の脊梁山脈に沿ひ、此と平行して数本の断層と共に活動したものと思われる。その断層方向は現在の仙人断層およびその南西の荒雄岳方向をとるものであつた。北村信²⁾³⁾によると、この断層に切られた脊梁山脈の地層は Median groove の東に於て急速に下降し、その際著しき安山岩の噴出があつた。しかし、海浸は北方よりこの陥没地を浸して石巻湾に出て、一方では津軽半島に及び他方では阿武隈の西を越えて太平洋に達つたのである。しかし、Median groove の西に横たわる秋田地方の岩越古生層山地においては阿仁合植物群が陸地に繁茂し、火山活動は劇しかったが未だフォッサマグナ擾乱の影響は著しくなかつたのである。

さて、前述の急降下せる奥羽脊梁山地向斜の堆積層は大荒沢層であつて、深海堆積と火山岩の互層せるものであつた。これに次いで、この地帯にグリーンタフの大噴出が行われ、それによつて地向斜は埋められて脊梁山脈地方は浅海となつた。このグリーンタフ堆積は大石層として区別される。これを転機として脊梁山脈の地向斜時代は終つたのである。この時、秋田地方の旧岩越山地においてはフォッサマグナ擾乱の引曳力が著しく現われて、秋田地方各地塊の沈降が促進され、その沈降と平衡を得るために脊梁山脈が上昇し、秋田側は沈降し北村信の Foredeep が形成され、女川及び船川等の深海含油層が堆積した。

秋田地方含油層の層序は此を男鹿半島に於いて検することが出来る。ここは半島の先端に基盤岩石が露はれ、これは佐渡の古生層と共に岩越山地の西辺を画するものである。男鹿半島に於ては基底層を被うて台島層があるこれは奥羽脊梁山地に於ける大荒沢層及び大石層に匹敵するものである。

台島層の上には女川、船川、北浦、脇本の各層が載り東に傾斜して、これに相当する秋田地方の褶曲層と向斜関係にある。これら各層は北村信の Foredeep に堆積せるものであるが此に相当する地層は奥羽脊梁山脈にも存在し facies を異にせる浅海層として知られている。

越後地方は越後山脈の外側に位し大町・長野 Arena の引曳力を最も強く受けた處で、陥没と同時に海浸を蒙つた。されば阿賀野川・荒川の破綻線が出来ると共に海水は逆流して岩越山地に流れ込んだ事は大荒沢及大石層に相当する第三紀層が此の破綻線に沿うて存在することによつて明らかである。然しながら越後平野の海も米沢盆地との連絡は中新期中頃に断絶した事が知られて居る。

北村に依ると羽越 Foredeep は中新期の終りに終末を告げたもので奥羽脊梁山脈の方から漸次陸化したと云われている。

斯くして、陸化せる奥羽脊梁と羽越地方は鮮新・洪積期に於て西より東に向つて強大なる造山運動を蒙り現在この地方に見る南北の断層と褶曲を作つた。男鹿半島と秋田本土との間に起れる海底の向斜は佐渡と男鹿半島の古生層を基底として起れる羽越地向斜褶曲の一部である。

羽越地向斜及び奥羽脊梁山脈を褶曲せしめた此の造山運動は筆者の大陸運動(continental movement)であつて北上山地を東に押出して三陸海溝の一部を埋没した。然して Fossa Magna に於ては 2 回の擾乱が行われたるに照らし、羽越地方は上述せる大陸運

動を受けた後 Fossa Magna より再度の引曳力を蒙り旧破綻線に沿うて引離され、雄物川・最上川・荒川・阿賀野川の流路が出来たものと思われる。

5. 中 才 断 層

志井田功の東中才断層は気仙沼から盛岡迄 98 キロに亘りて北北西、南南東の方向で北上古生層地枠に追究される。元來北上地方でリアス式海岸の湾入は多くは東より西に切れこむのであるが気仙沼・広田・大船渡の三湾は北北西、南南東の方向を採り深く湾入してこの地の断層方向と一致するのである。

中才断層は細長き気仙沼湾の東岸に沿い湾の出口にある大島の西岸を貫き気仙沼市より一直線に北北西に進み遠野花崗岩底盤と千厩花崗岩底盤の間に挟まれた細長い二疊紀層の間を貫通して盛岡附近に達するのである。

中才断層は気仙沼市附近に於て二疊紀層を不整合に被覆する三疊・ジュラ・白堊紀層の地向斜谷地の西側を葛断して此を二疊紀層に接触せしめ、東側地塊の北西方への移動を明示している。

気仙沼市の西を南東より北西に走る断層は下部白堊系の噴出岩と二疊系の間を貫き中才断層とは稍や平行するも北に開いて南に接近し前者の枝脈なるを思わしめる。

広田湾に流入する気仙川に沿う断層、或は大船渡の下部白堊紀層と古生層の間を截断して北西、南東に走り、後東西となりて中才断層に結合するもの、または大船渡湾に発して遠野底盤を迂回して盛岡に向うもの等はまた中才断層の枝脈と考えられる。斯くの如き北上の古期岩層を貫く中才断層を以て第三紀、中新世の活動に的したるは半沢正一郎であつて吾人は其の炯眼に敬意を表するものである。

B. Willis¹²⁾ に依れば 1904 年に活動せる北米加州の San Andreas Rift は北北西、南南東の方向をとりて Punt Arena 岬よりサンフランシスコ湾を横ぎり 900 キロを一直線に走りて Salton 湖をすぎ南加州湾に入る。其の経路を見るに努めて花崗岩体を避けて堆積岩の地体を進みサンフランシスコ湾の南で二本の枝脈を出し、サンエミグザオの花崗岩体に会してガーロック断層の枝脈を出して Sierran Nevada 山嶺の方向に迂回せしめ主脈は南西に進んで Salton 湖に達す。この大断層の貫く所スタンホード附近に於て断層の西側は北西に移動 4m に達した。

中才断層は北上山系最大の遠野底盤と千厩底盤を避けて、其の間を進み北上川を横断して奥羽山地の花輪盆地に突入する。花輪盆地に於ては奥羽脊梁山脈陥没の際噴出せる Green tuff が古生層上に堆積せる処が見出される。北大樹原忠政¹³⁾ は Green tuff 中に起る鉍化作用は基岩と密接な関係にあるを知り、この地を北北西、南南東に走る線によりて西側に於ける銅鉍の密集せる小坂地帯と東側に於ける亜鉛鉍の密集せる尾去沢地帯を區別し、この線を更に北に延長して津軽半島を縦断する構造線に一致せしめ、南は上述せる中才断層に連続せしめた。

上述せる如く気仙沼附近に於ては中才断層の東側は北北西に移動せることが考えられるのである。断層に沿うて一方に移動する地塊は水平に、また上下に運動する事は知られた事実である。中才断層に沿うて奥羽山地に起れる地層の陥没は主に上下運動に的すべきであろう。北村信に依ると中新期の始め奥羽山地に侵入せる海は下北半島を込め北上

湯谷より津軽半島に亘つたと述べていられる。下北半島の場合は後述することにして中才断層に伴う陥没に依て津軽半島方面の陥没を推測することが出来る。

6. 石狩・宮古地向斜と奥羽山地の陥没

北海道中央山脈は古生層の走向宗谷岬より旭川に至る南北でそれより襟裳岬にかけては北北西、南南東である。襟裳岬の南端は北緯 41° 附近に位し、三陸海溝は犬吠岬より北上して其の南々東に達し北緯 41° 附近から北東の千島海溝に向つて延びる様な体勢であるが実際はここで断絶するのである。されば日高山脈を延長して北緯 39° 東経 144° 附近に至らしめる時は三陸海溝の一部は日高山脈の一部に沿うことになり北上山脈と日高山脈は釜石の沖で互いに相対することになる。かつてこの両山脈はかかる位置を取つたことのある事を考える要がある。

日高山脈の西側にはジュラ、白堊紀、古第三紀、新第三紀の順に配列し旭川以南に於ては東より強圧を受けて古生層の日高山脈上昇し西側の新期各層を圧縮して過褶曲構造を造り白堊紀層が第三紀層の上に押し被つてナップ構造を作つた処がある。これに対して北上山脈は南北に走り古生層の走向北西、南東で其の北方延長は津軽地方より北海道の江差に及び又尻屋岬より長万部に亘るものと考えられる。

北上山系の東海岸には宮古の下部白堊紀層があり、この地方に発達する花崗閃緑岩の底盤体を不整合に蔽い走向南北で東に傾斜し其の中には種々の fauna と共に Urgoon facies と Orbitolina の Pachyodont Lamellibranch を含み北海道イクシンベツ産のものと同じである。宮古地方には小々のジュラ植物層があり、また久慈には上部白堊紀層と古第三紀層が知られており石狩の如く大規模広範囲のものではないが旧時北上・日高両平行山地の間に堆積した中生代より新生代に亘る地向斜地層の遺物である事を推察することが出来る。

七島海溝を経て三陸沖を北上する七島海溝構造線は苦小牧・北軽地峡を過ぎて間宮海峡に貫き、八戸より能代に貫く千島海溝構造線及びこれに平行して津軽海峡を貫く色丹構造線と格子状構造を成す。この両構造線の活動によりて日高山脈及びこれに伴う石狩・宮古地向斜の南部を陥没せしめ、更に北上山系北部と北海道南部の地層を陥没せしめたのであつて宮古・久慈の白堊紀層は其の遺物なるを知るのである。

中新期始め下北半島より津軽半島を込めて北より奥羽山地に浸入せる海は石狩・宮古地向斜の潰滅と同時にあつた。

先に京大熊谷直一¹⁴⁾が潜水艦に塔乗して行える海底重力測定に依ると津軽海峡の東方に重力負異常の著るしき地域ありて石狩・宮古地向斜の陥没を示すものである。

7. 結 語

嘗て奥羽脊梁山脈の位置を占めた古生層は太平洋造山運動を蒙り双葉断層の活動で全域陥没の下に地向斜形成を続け、Green tuff の大噴出を転機として地盤の上昇に転じた。然るに秋田・新潟地方の古生層は少し遅れて Fossa Magna 擾乱の引曳力を蒙り地盤の裂開、沈降と深海性の堆積を断続した。されば Median Groove を界として前者は上昇し、後者は沈降したのであるが中新期の終りには東より西に漸次陸化するに至つ

た。

鮮新・洪積期の始め奥羽地方は太平洋運動と異なる大陸運動(西より東に向う)を蒙り、地層の褶曲と南北の断層を生じ脊梁山脈は著るしく上昇して北上山系を東に押し日本海溝の一部を埋没せしめた。

Fossa Magna 擾乱の特質は西南及び東北日本に影響して曳裂と陥没を起した事である。これとは別箇に日本海溝に伴う七島海溝構造線は其の分岐なる双葉の中才断層を東北日本の陸上に流出して地盤運動と火山活動を促した。この両者は独立するが如きも然らずして根源を同うし、太平洋周辺の造山運動として解せらる。

引 用 文 献

- 1) 半沢正四郎, 東北地方・日本地方地質誌, 朝倉書店, 1954.
Hanzawa, S., Hatai, K., Iwai, J., Kitamura, N., Shibata, T., The Geology of Sendai and its Environs. Sc. Rep. Tohoku Univ., Sendai, Second Ser. **XXV**, 1953.
- 2) 北村 信, 東北地方に於ける第三紀造山運動について一(奥羽脊梁山脈を中心として)。東北大, 地質古生物教室研報 **49**, 1959.
- 3) Kitamura, N., A cross section through the Backbone ranges in Northeast Honshu, Japan, Sc. Rep. Tohoku Univ., Sendai, Second Ser., Special Vol., No. 4 (Hanzawa Memoria Volume), 1960.
- 4) Koto, B., On the Volcanoes of Japan, Jap. Jour. Geol. **23**, I-III, 1-55, 1916.
- 5) Tsuboi, C., Bouger Anomalies in Japan based on the International Formula, Gravitational Map 1/2,000,000, 1964.
- 6) 大橋良一, 天州回誌(第七回)地学研究 **12**, 日本鉱物趣味の会, 1961.
- 7) 大森昌衛, 東北日本の第三系の構造の特性 一特に石巻一 島海山構造帯について, 地球科学, No.18, 1-8, 1954.
- 8) Ehara, S., A Pachyodont Lamellibranch from the Cretaceous of Miyako in Rikuchu, Jour. Geo. Soc. Tokyo, **XXVII**. 1920.
- 9) Ehara, S., Geotectonics of the Kitakami Mountainland in reference to the Japanese Movement, Jour. Geol., Soc. Japan, **60**, 58~66, 1954.
- 10) Ehara, S., Geotectonics of Northeastern Honshu, Hokkaido and the Chishima Islands with reference to the Nippon Trench and the Chishima Deep-earthquake Zone, *ibid.* **63**, 1957.
- 11) 江原真伍, Fossa Magna 擾乱に就て, 地評, **34**, No.1., 1961.
- 12) Willis, B., San Andreas Rift, Jour. Geo. **XLV**, 793, 1938.
- 13) 榎原忠政, 秋田県北部の鉱化作用 鈴木醇教授還暦記念論文集, 北海道大学理学部地質鉱物学教室, 1956.
- 14) Kumagai, N., Studies in the distribution of gravity anomalies in Northeast Honshu and the central part of the Nippon Trench, Japan. Astro.

Geoph., XVII, No.3, 1940.

- 15) 別所文吉, 八橋油田とその周辺の地質構造, 地学雑誌, **66**, 1957.
- 16) 早川典久 外, 岩手県北上山地西縁より脊梁山地に亘る地域の新第三系の地質 東北鉱山学会誌, 第10号, 1094.
- 17) Kato, I., Petrogenetic considerations of the Green Tuffs found in the lower part of the Neogene developed in the Yokiote Basin in Akita Prefecture and the Shinjo Basin in Yamagata Prefecture. Sci. Rep., Tohoku Univ., Ser. 3, V, No.1, 1955.
- 18) 榎山次郎, 本州中部地方地質誌, 1950.
- 19) Matsuyama, M., Measurements of gravity over the Nippon Trench on Board the I. J. Submarine Ro-57. Preliminary Report, Proc. Imp. Acad., (Japan), 10 (10), 626-628, 1934.
- 20) 小貫義男, 宮古地方の地質の重要性 東北研究, **10**, 第4号, 1960.
- 21) Watanabe, T., Geological Map of Ashio Environs, Publ. Geol Inst. Jeac. Sc., Tokyo Univ., 1957.
- 22) 渡辺岩井, 牛来正夫, 黒田吉益, 大野勝二, 砥川隆二, 阿武隈高原の火成活動, 地球科学, **24**, 1955.

鉱物学及び結晶学

**8568, Magnet Core 産ジルコニウム
柘榴石, kimzeyite** Milton, C., In-
gram, B. L., Blade, L. V.

Arkansas 州 Magnet Core の car-
bonatite 中に 1 mm 以下の 24 面体を
なす褐色の柘榴石自形結晶を産する。随
伴鉱物は方解石の他磷灰石、モンテセル
矽礬石、ペロプス石、磁鉄鉱等である。
この柘榴石は Zr を多量に含む特別の成
分のもので新に kimzeyite と名づけら
れた。比重 4.0, 屈折率 $n=1.94$, 最強
の X 線粉末廻折線は 1.667 (10), 2.539
(9), 2.79 (8) で, $a_0=12.46\text{\AA}$ である。
化学分析の結果は CaO 29.8, ZrO₂ 29.9
Ti₂O₃ 5.0, MgO 0.5, FeO 0.8, Nb₂O₅
1.0, Al₂O₃ 11.0, Fe₂O₃ 13.4, SiO₂ 9.6
合計 101.0% で, 化学式は略 Ca_3Zr_2
(Al₂Si) O₁₂ に相当する。ここで Ti は
Zr を置換し, Fe は Al を置換すると考
える。即ち Zr, Ti は 6 配位の位置を占
め, Al, Fe は稀土ガーネットの如く珪
酸塩柘榴石の Si 4 面体の位置を占めて
いることとなる。尙各地の Ti を含む様
な灰磐柘榴石を吟味したところ数 % の
Zr が検出されたものがあつたが, 主成分
にはなつてない。鉱物名はこの地方の鉱
物研究に貢献した Kimzey 一家の名誉
のために名付けられた。(Am. Min., 46,
533~548, 1961) [長谷川]

8569, 新鉱物 nobleite Erd, R. C.,
McAllister, J. F., Vlisidis, A. C.

Nobleite は $\text{CaO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ の
化学式で示される新鉱物であり, Californ-
ia, Death Valley 地帯, Furnace

Creek 硼酸鉱床から発見された。この鉱
物は板状自形を呈し, 第三紀末の Fur-
nace Creek 層の変質した玄武岩質岩中
の colemanite と priceite 脈の風化に
よつて生成されたものである。 α 1.500,
 β 1.520, γ 1.554, $2V_{\gamma}76^\circ$ (calc), $r >$
 v , $X \wedge a 29^\circ$, $Y=b$, $Z \wedge c-7^\circ$, 硬度
3, 比重 2.09, 化学組成は Li₂O 0.02,
Na₂O 0.26, K₂O 0.06, CaO 16.96,
SrO 0.11, Fe₂O₃ 0.15, B₂O₃ 60.80,
H₂O 21.84, total 100.28%。結晶系
は単斜晶系, 空間群は P21/a, a 14.56,
 b 8.016, c 9.838Å, β $111^\circ 45'$, $a:b:$
 $c=1.816:1:1.227$ 。この新鉱物の名称
は米国地調 L. F. Noble 博士にちなん
で名付けた。(Am. Min., 46, 560~571
1961) [青木]

**8570, 低酸素圧における酸化鉄酸化チ
タン系の相平衡** MacChesney, J. B.,
Muan, A.

酸化鉄-酸化チタン系における相の関係を
低酸素分圧下で決定した。酸素分圧は
wüstite と金属鉄の平衡によつて決めた。
試料は鉄製のルツボに入れ窒素の雰囲気
中で加熱した。この実験の結果, 得られ
た混合物の成分は FeO-TiO₂ join から
ずれることが判つた。酸化鉄に富む混合
物は過剰の Fe³⁺ の値を示し, 一方 Ti³⁺
は酸化チタンの割合の多い混合物中に現
われるものと推定される。Greine と
White (1939) は FeO-TiO₂ 系にお
いて単に 2 つの化合物 (2FeO-TiO₂,
ウルボスピネルと FeO-TiO₂, チタ
ン鉄鉱) と 3 つの共融点を得ているに
過ぎないが, この実験結果によれば 3
つの化合物と 4 つの共融点を得られた。

各共融点とそこに見られる相の組合せは次のようになっている。約 1312°C の点で wüstite, ウルボスピネル, (90 wt% FeO, 10 wt% TiO_2) 液及びガスが平衡にある。第2の点ではウルボスピネル、チタン鉄鉱、液 (53% FeO, 47% TiO_2) 及びガスが 1363°C で共存する。第3の点は 1390°C でチタン鉄鉱, pseudobrookite, 液 (42% FeO, 58% TiO_2) とガスが平衡を保つ。 1430°C では pseudobrookite, rutile, 液 (20% FeO, 80% TiO_2) 及びガスが共存する。このようにして化合物としてウルボスピネル, チタン鉄鉱, 及び pseudobrookite が現われる。(Am. Min., **46**, 572~582, 1961) [大沼]

8571, 熱水中におけるマイクロクリン, アルバイト及び霞石の分解 Morey, G. W., Fournier, R. O.

295°C , 2500 psi の熱水中にマイクロクリン, アルバイト及び含カリ霞石の各試料を 135 日間放置してその分解について実験を行なった。熱水は実験終了後 bomb から取り出し, Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 について化学分析を行なった。この結果次のようなことが明らかとなった。マイクロクリンは一部份解し白雲母になり, 熱水中の溶け込んだ物質の平均値は 167 ppm, pH の平均値は 7.9 であった。アルバイトは一部 boehmite, paragonite 及び非結晶物質に変った。熱水中に溶けた物質の平均値は 243 ppm, pH の平均値は 7.9 であった。変質の断面は霞石の sample container 中で見られる。即ち container の出口の方では主として白雲母と少量の方沸石がみられ, 入口の方では主として boehmite がみられる。溶けた物質の総量の平均は 440 ppm, pH の平均値は 9.7 で最高値は

10.2 である。溶液中の K_2O 中に対する Na_2O の比は原料鉱物のそれよりも大きかった。(Am. Min., **46**, 688~699, 1961) [大沼]

8572, 白雲母の水熱分解によるカリシライト及び鉄雲母の生成 Kopp, O. C., Harris, L. A., Clark, G. W.

水晶合成用のオートクレーブ中で, 白雲母結晶を種及び補給材として用い, KOH IN 溶液中で $410^{\circ}\sim 425^{\circ}\text{C}$, 1200 バール, 約 20 日加熱して白雲母の水熱合成を試みたところ, 白雲母の種結晶上にカリシライト KAlSiO_4 と鉄に富む雲母とが生成された。この鉄に富む雲母は暗緑黒色で $\alpha=1.62$, $\beta=1.68$, $\gamma=1.68$ で, 鉄雲母 (lepidomelane) に類似したものである。カリシライトは 0.5 mm 以下の六角板状の自形結晶で, 光学的にも X 線的にも南阿の天然産のものに近似している。反応式は次の式で表わされる。 $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{Fe} + (\text{KOH} + \text{H}_2\text{O}) \rightarrow \text{KAlSiO}_4 + \text{K}(\text{Fe}, \text{Al})_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2\text{O}$ 。天然の産出が極めて稀なカリシライトがこの様に白雲母の人工水熱分解で容易に生成されることは極めて興味深く, このことは天然の白雲母に富む岩石の熱水変質のさいにも可能性がある。(Am. Min., **46**, 719~727, 1961) [長谷川]

8573, New York 州, Talcville 産 tirodite Segeler, C., G.

Tirodite は Dunn と Roy (1938) によつて India, Tirodi のマンガン鉱山から発見された Mn カミングトン石である。著者は米国に於ては始めて New York 州, Talcville の鉱山からこの鉱物を発見した。この tirodite は葉片状の桃色結晶で, 巾 1, 長さ 3 インチにも達する。G 3.07, α 1.620, β 1.630, γ 1.635,

2V 74°, Y=b, c∧Z 16°, 多色性はX無色, Y黄色, Z無色, 化学分析は 桃色とバラ色の部分について行ない, それぞれ次の結果を得た。即ち SiO₂ 58.80, 58.78, Al₂O₃ 1.20 (Fe₂O₃を含む), 0.58, 0.72, MgO 24.80, 25.86, CaO 2.72, 2.38, MnO 10.08, 8.70, H₂O 2.54, 1.26, 合計 100.14, 99.28 である。Talcville 産のものは Tirodi 産のものに比し, 比重及び屈折率が低く, また Fe が少ない。(Am. Min., 46, 637~641, 1961) [青木]

8574, Ghana, Nsuta の Mn カミントン石 Jaffe, H. W., Groeneveld Meijier, W. J., Selchow, D. H.

Ghana, Nsuta の炭酸塩岩中の Mn カミントン石 (Mg : Mn : Ca : FeS= 60 : 35 : 3 : 2) は今まで記載されたカミントン石中最も Mn が多く Fe が少ない。この鉱物の格子恒数は a_0 9.531, b_0 18.10, c_0 5.326Å, β 102°15'。結晶は帯緑白色, 針状~柱状をなし, 多色性は示さない。 $\alpha=1.628$, $\beta=1.642$, $\gamma=1.650$, 2V $_{\alpha}$ 74°, c∧Z 22°, G 3.12(obs.), 3.19 (calc) である。従来カミントン石系列は端成分カミントン石とグリュネライトの固溶体系列としていたが, これに Mn₇(Si₄O₁₁)₁₂(OH)₂ を加えた三成分系として取扱う必要があるとしている。(Am. Min., 46, 642~653, 1961) [青木]

8575, 隕石分析: ダイヤモンドの探索 Sarma, D. V. N., Mayeda, T.

隕石中にダイヤモンドが含まれているということは古くから報告されてきた。隕石を化学的に処理して珪酸塩その他を溶解し, 残渣中にダイヤモンドを濃縮させこれをX線でしらべダイヤモンドの有無を決定した。先づ純粋のダイヤモンド

及び石墨について次の試薬と操作に対する溶解性を吟味した。1) HCl+HNO₃, HF 処理後 HClO₄ と H₂SO₄ 処理。この場合のダイヤモンドの回収率(D)92.5, 石墨の回収率(G)40%である。2) HCl+HNO₃ 処理残渣を硼酸熔融 (880°C)。この場合 D=100, G=95。3) KHSO₄ 熔融 (500°C), G=68。4) KHF₂ 熔融 (250~300°C), D=100, G=100。この結果 KHF₂ 法が最も安全で且つ他鉱物の溶解性も大きいので, 隕石試料に対して 4) 法を採用した。実際の方法は粉末試料を先づ HCl で処理し次いで HF で珪酸塩を解体, この残渣 (試料 10g に対し 100 ng 以下) を KHF₂ 熔融を行い HCl で処理し, 残渣を水洗乾燥してX線分析を行う。以上の操作を 17 個の隕石試料に対して行つたが予想に反して殆んど全てのものにダイヤモンドは見出されなかつた。唯 Peetz Co. 隕石についてのX線廻折線中 (大部分はスピネル) にダイヤモンドの廻折線が見られたが, その含量は 0.005~0.015% 程度のものであろう。(Geochim. Cosmochim. Acta, 22, 169~175, 1961) [長谷川]

岩石学及び火山学

8576, Tasmania, 粗粒玄武岩の輝石 McDougall, I.

南部 Tasmania, Red Hill にはソレイト岩系粗粒玄武岩のほぼ垂直な岩脈状貫入岩体があり, 巾 1, 長さ 5 マイルにわたつて露出している。この岩体は粗粒玄武岩からグラノファイアーまで分化している。岩体の分化系列の代表的岩石から 5 つの輝石を分離, 分析し, また多数の輝石の光学性質の測定を行ない, これらの晶出経路について述べている。マ

グマから最初に晶出した輝石は古銅輝石(微斑晶)で Of15~33, 下部接触帯から 50ft まで認められる。続いてビジオン輝石 ($\text{Ca}_{7.5}\text{Mg}_{63}\text{Fe}_{29.5}$) に転移し、また普通輝石も現われ始める。これら両単斜輝石は両輝石境界線まで平行晶出し、以後普通輝石のみとなり、最も酸性のグラノファイアーでは鉄ヘデンベルグ輝石に達する。また鉄橄欖石(Fe_{90})も晩期に晶出する。輝石の晶出経路は Skaergaard のものと一致するが後者よりも普通輝石はやゝ Ca に乏しい。離溶現象はすべての輝石に認められるが、鉄ヘデンベルグ輝石にはない。これは多分晶出温度が比較的低かつたためであろう。(Am. Min., 46, 661~687, 1961) [青木]

8577, マグマ起源炭酸塩岩の実験的証明 Wyllie, P. J., Tuttle, O. F.

多くの岩石学者は炭酸塩岩類は液状マグマとして迸入、噴出したと考えているが、これに反対する人もありこれは野外で観察される炭酸塩岩は比較的低温であるのに対し、方解石の熔融温度が高いことにある。著者等は $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 系に低温の液相があることを見出した。1000 バールの圧力下で 68CaO , 19CO_2 , $13\text{H}_2\text{O}$ の液は方解石、ポートランダイト及び CaO と共存し、その温度は 683°C であり、 675°C で 65CaO , 19CO_2 , $16\text{H}_2\text{O}$ の液は方解石、ポートランダイト及び蒸気と共存する。27~4000 バールの圧力下での最低液相温度は 685°C と 640°C の間である。この系に MgO を加えると 1000 バールで最低液相温度は 675°C から 625°C に下る。この液は非常に粘性が低く、容易に結晶の沈降がおこる。これらの実験から複雑な成分のマグマから方解石、白雲石、菱鉄鉱等の晶出分別によつて炭酸塩岩が生成される。

なおこの論文はすべての炭酸塩岩類がマグマ起源であるというのではなく、上述の様に低い温度で液が存在するのは、炭酸塩マグマの存在が可能であるとの立証であると思われる。(21st Intern. Geol. Congr., Norden, Part 13, 310~318, 1960) [青木]

8578, New Zealand の橄欖石団塊 Brothers, R. N.

New Zealand の橄欖石団塊の構造はこれを含む玄武岩マグマからの鉱物の晶出順序と同じであることを示している。団塊中にみられる橄欖石の {100} に平行な translation lamellae は熔岩の自形斑晶にもしばしば認められ、これらの lamellae はマグマ溜りで結晶の横圧により gravity deformation の結果生じたものである。橄欖石は Fo_{92-83} , 斜方輝石は En_{92-85} , 単斜輝石は $\text{Ca}_{48}\text{Mg}_{45}\text{Fe}_9 \sim \text{Ca}_{48}\text{Mg}_{41}\text{Fe}_{11}$ である。また暗褐色スピネルと、析木状の沸石も存在する。Petrographic analysis を行なうと、団塊中の橄欖石は貫入橄欖岩の定方位を示すものと類似の図を示す (21st Intern. Geol. Cong., Norden, Part 13, 68~81, 1961) [青木]

8579, マグマの形成とその分類 Kuznetsov, G. A.

主なマグマ起源の岩石は次の 8 型に分類される: (1) 大洋橄欖石玄武岩, (2) platformic formation (非造山帯)-trap 斑岩—グラノファイアー, アルカリ岩, (3) 初期地向斜の岩石—スピライト, 輝緑岩及び超基性岩, (4) 第 2 期地向斜の岩石—石英ケラトファイアー, 斜長石花崗岩, (5) 安山岩—閃緑岩, (6) branchygeosyncline の岩石—斑岩, 花崗岩, (7) intermountain saggings のマグマ起源の岩石—玄武岩—粗面岩, ノードマーカ

イト, (8) 花崗岩質底盤岩—花崗岩, 花崗閃緑岩, ミグマタイト。(21st Intern. Geol. Cong., Norden, Part 13, 94~95, 1960) [青木]

8580, 層状貫入岩体 Poldervaart, A., Taubeneck, W. H.

この論文は層状貫入岩体の cryptic layering と rhythmic layering の形成に必要な機構について述べている。Cryptic layering は鉱物の進化による組成変化によつて生成され、マグマの分別晶出作用の結果であり、鉱物の重力沈降を伴なったり、伴なわなかったりする。Rhythmic layering は選択的に鉱物に卓越した層の succession によつて形成され、一般にマグマ中で結晶集積と対流が組合わさっている。そうしてまたマグマ中の蒸気圧は規則正しく変化している。この機構は深所よりも比較的浅所の岩体で起り易く、基性マグマよりも中性～酸性のものが多。Oregon と California の底盤に伴う岩脈と漏斗型の岩体に banding に高角度の伸長方向をもつて排列した結晶をもつ、rhythmic layering の良く発達したものがあ。この型の layering はマグマ中で対流或いは乱対流が行なわれ、undercooling によつて形成されたものである。Skaergaard 岩体の perpendicular feldspar rock や Rhum の harrisite 構造をもつた、橄欖岩の層も undercooling の為と思われる。(21 st Intern. Cong., Norden, Part 13, 239~246, 1960) [青木]

8581, Finland, Svecofennides の深成岩 Simonen, A.

Finland, Svecofennides の深成岩は岩石学的性質から 5 つの岩石区に分けられる：花崗閃緑岩, トロニウム岩,

charnockite, 花崗岩, ミグマタイトを作るマイクロクリン花崗岩。これらの岩石区には基性～中性の深成岩を伴なっている。最初の 4 つの岩石区は地質及び岩石学的性質からマグマ起源と考えられるが、酸性岩が斑禰岩よりも多いところから本源マグマは玄武岩質ではなかつた。マグマは地殻の深所で種々の岩石の完全又は部分熔融によつて局部的に形成され、地域的に本源マグマの組成が僅かに異なつていたので、分化により性質の違つた岩石区を形成した。南 Finland のミグマタイトを作るマイクロクリン花崗岩は造山帯の深成岩ではユニークな位置を占め、基性～中性岩を伴わず、これは花崗岩化作用によつてできたものである。(21 st Intern. Geol. Congr., Norden, Part 13, 28~38, 1960) [青木]

8582, アルプ型と層状型橄欖岩—斑禰岩類の相違 Thayer, T. P.

アルプ型造山帯に出現する橄欖石と斑禰岩の密接な関係が、アルプ型橄欖岩類と層状をなす斑禰岩—橄欖岩体との間の中間型の存在を示唆している。しかしアルプ型と層状型を比較すると、成因的に重大な形状、構造、組成、組織などに相違がみられる。この相違について要点を表示すると共に詳述しているが概略を次に記す。ロボリス状を示す Bushveld や Stillwater に代表される層状岩体では熔融岩漿がその位置で静かに結晶作用を行つたことが crystal settling や cryptic layering 又成分を異にする個々の層が長く横に連続する事実、上方に規則正しく橄欖岩質から斑禰岩質或は花崗岩質へと変化することなどによつて示される。アルプ型では semisolid の状態で強い変形作用を受けていることがその不規則な形状や内部構造によつて

示され、cryptic layering を欠き、破碎された組織を示している。又層状型ではポイキリチック組織を示すことが多いがアルプス型では全他形の組織を示す場合が多い。更に組成、成因的に関連する岩脈や包含物についての相違を挙げ、随伴するクローム鉱床の性質の相違に言及している。最後に著者は、アルプス型橄欖岩についての問題に対して、斑爛岩質岩が重要な役割を持つことを述べている。(21 st Int. Cong., part 13, 247~259, 1960) [大貫]

8583, Cordillera 花崗岩類の絶対年代 Baadsgaard, H., Folinsbee, R. E., Lipson, J.

北アメリカ Cordillera の 20 の深成岩体の黒雲母を用いて K-A 法により絶対年代を測定した。これらの岩体はいずれも地質学的に相対年代の判っているものであり、大体絶対年代と良く一致する。Cordillera 地帯は 5 度の花崗岩の進入時期がある。最古の造山運動はデボン紀 (350-360m. y.) であり、Rocky 山脈の Ice River 閃緑岩や北部 Yukon の Fitton 花崗岩である。次が中生代初期のもので、中部 British Columbia の Guichon (186m. y.) と Topley (163 m. y.) 底盤である。この地帯の最も大きな運動は 95~100m. y. (白堊紀中部) のもので Coast Range 底盤類である。白堊紀末葉即ち 80m. y. に次の進入が行なわれた。Rocky 造山運動 50~60m. y. (始新世) にも底盤の進入があり、最後の花崗岩体の貫入は 18m. y. (中新世) に Cascade Range の小さな岩体として進入し、これは北アメリカに露出している底盤の中で最も若いものと思われる。(Bull. Geol. Soc. Am., 72, 689~702, 1961) [青木]

金属鉱床学

8584, 方鉛鉱の晶癖及び微量成分 Marshall, R. R., Joensuu, O.

立方体から八面体に至る方鉛鉱の晶癖変化と微量成分との関係については従来いくつかの研究がなされているが、今回アメリカ中西部の Upper Mississippi Valley, Pitcher field 等或いはアメリカ南西部各地から産出した方鉛鉱 31 試料について分光分析を行い Ag, Bi, Cu, Sb の定量を行った。又方鉛鉱の晶癖に関しては、観察される立方体の稜の平均を $\langle a \rangle$, (111) 面と (100) 面との間の稜を b_i , 八面体の面の数を n として求められる指数, $H = \sum_{i=1}^n b_i/n\langle a \rangle$ をもってこれを現わし、微量成分との関係を考察した結果、八面体晶癖を有する方鉛鉱はしばしば多量の Ag, Bi を含有するが、晶癖とこれらの成分との間には積極的な相関関係を認めることは出来ない。然し Sb は八面体晶癖をもつものに比較し遙かに多量に立方体晶癖を有するものの中に濃集して居り、その含有量と晶癖指数 H との間には負の相関関係が認められた。同一鉱化地域の中でも微量成分の濃度は非常に変化が認められたが、産出場所及び層序的位置とそれらの間には何ら積極的な関係は見られない。結局微量成分の含有量及び方鉛鉱の晶癖は生成の際のそれぞれ異つた要因により特徴づけられるものと思われる。生成温度はその最も重要な要因の一つであると考えられ立方体晶癖は低温の場合に現われやすいものと思われる。(Econ. Geol., 56, 758~771, 1961) [島]

8585, ゴンズ岩型マンガン鉱石中の微量成分分布とその他化学的意味 Mook-

henjee, A.

Nagpur, Chhindwara, Bhandara 等多くの地域から産出した gonditic manganese ore に関する, Fermor により記載された 200 近い完全或いは部分分析結果及び筆者の分析結果を合せ考察したところ gonditic ore 中の微量元素分布には次の様な特徴が認められた。(1) P は Fe の増加と共に増加する。(2) Na^+ K^+ Ba^{2+} Ca^{2+} Mg^{2+} Ni^{2+} , Co^{2+} , Zn^{2+} , Pb^{2+} Ti^{4+} 等は主にサイロメレーン鉱, クリプトメレーン鉱, ホランド石等の中に濃集する。(3) 一般には $\text{CaO} > \text{MgO}$, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, $\text{CoO} > \text{NiO}$ の傾向がある。これらのことは岩石変質の際 Mn, 及び Fe がコロイドの状態で働いたと考えることにより容易に説明される。即ち陽イオンは負に帯電している $\text{Mn}(\text{OH})_4$ ソルに吸着され, $(\text{PO}_4)^{2-}$, AsO_4^{3-} , SO_3^{2-} 等の陰イオンは正電荷を帯びている $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ソルに吸着される。又 $\text{CaO} > \text{MgO}$, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, $\text{CoO} > \text{NiO}$ は Ca^{2+} K^+ Co^{2+} が Mg^{2+} , Na^{2+} , Ni^{2+} に比較してイオン電位が低く従つて吸着力が大ききことで明かに説明される。結局 gondite を鉱石に変質せしめた溶液はコロイド状の Fe, Mn, Si, Al の酸化物及び水酸化物粒子をもつたもので、イオン溶液ではなかつたのではなからうかと推定される。(Econ. Geol., 56, 723~729, 1961) [島]

8586, Fe-S-O 系に於ける硫黄含有水溶液の平衡鉱床生成との関係 Barnes, H. L., Kullerud, G.

最近の論文で鉱床生成の問題を論じるのに、化学平衡状態で熱力学的方法が用いられて来ている。しかし、それらは一般に一気圧 25°C 附近で論じられており、その場合にも定量的に研究している論文

は少ない。本論文では、250°C までの鉱床の形成を S を含んでいる水溶液の分圧と、分子又はイオンの活量との熱力学的関係を図示している。水溶液中での硫黄を含む種々の反応の平衡定数を計算し、これから、温度 25°, 100°, 250°C での硫黄種と硫化鉄及び酸化鉄の間の安定領域を pH, Po_2 及び Σs (活量) の相関々係で図示した。更に pH 及び Σs に及ぼす 250°C までの温度の影響についても検討している。Fe-S-O 系で、黄鉄鉱、磁硫鉄鉱、磁鉄鉱が共生する場合の鉱液はアルカリ性であり、又特に閃亜鉛鉄鉱液が Fe-S-O 系の鉱物と 250°C で共生する場合の安定領域が図示され、これから、その共生状態での S_2 分圧が限定出来、もし重晶石がそれに加わると、 S_2 分圧は最大値を与え、硫黄が存在しない場合は鉱液の pH はこの安定領域の中で最小となることを示している。計算に用いた熱力学的データに関しては極く最近のものを利用している。相関係について著者の Fe-S-O 系の熱実験も加えて吟味している。(Econ. Geol., 56, 648~688, 1961) [梅原]

石油 鉱床 学

8587, アウストリアに於ける石油探鉱 Sprig, R. C.

1961 年 5 月 4 日 Queensland の東南部にある Roma の南方で試掘井 Cabawin 1 号井は深度 12,035 呎の坑井であるが、約 10,000 呎附近の Permian の薄砂岩層から、20/64 吋制限ビーンでボーメ 51° の原油 63 バレル、ガス 386,000 立方呎 (日産) を産出するに至つて Queensland を中心とする Great Artesian Basin の探鉱は俄然活気を帯びるに至つた。Queensland から New

South Wales 及び South Australia にかけて中生層が Proterozoic を浅く蔽っていることが知られていた。1958 年 A. I. Levorsen を顧問とする調査により多数の背斜構造が発見されたが、1959~1960 年に South Australia の東北隅に近い Innamincka and Betoota major anticline を試掘した所、浅い中生層とその下の Proterozoic の地層が確認された。所が地震探鉱の結果 Proterozoic 地層は向斜部では地下深所に沈降し、その上に Cambro-Ordovician の厚い含油層更にその上に Devon-Carboniferous の地層が伏在することを明にした。かくてこの堆積盆東部の第 2 次背斜構造への試掘が行われ、Cabawin 1 号井で Permian から出油した。尙この他濠洲各地の活潑化した探鉱活動について最近の状況を詳しく述べてある。(World Oil, 152, 143~159, 1961) [牛島]

8588, 西部カナダに於ける原油及び油層の性質と二次回収法の効用 Hitchon, B., Rount, G. E., Charles, M. E., Hodgson, G. W.

1959 年末までに西部カナダで発見された原油埋蔵量 200 億バレルの中、24% が一次的採油及び水攻法で回収可能であるが、今後 100 年間に更に 500 億バレルの原油の発見可能なことにかんがみ、近い将来は充分採算の考え得る二次回収法として、“in-situ combustion” と “miscible-phase flooding” を既知の油田に及ぼして、その loss を回収すべきことを提唱するための基礎資料を述べている。西部カナダ堆積盆地の各時階に於ける堆積層の厚さ、構造、岩相及びその変移状態、産油状況等を詳しく再検討し同時にその油層及び原油の性質を総括した結果、従来行われた採油法の他に、“in-

situ combustion” と “miscible-phase flooding” の二方法が、この堆積盆地のほぼ単斜構造に近い、緩傾斜で、層厚変化の規則的であること、油層及び、原油の物理、化学性もこれと平行した地域性をもつことから、極めて有効である。本地域の各時階の油層についての具体的な効用と、この回収法の実際についても触れた。(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 45, 281~314, 1961) [加藤]

8589, Turbidite の地化学的研究—I Weber, J. N., Middleton, G. V.

Greywacke 及びその他の turbidite (turbidity current により生成された岩石) は、その生成条件から、grading を示している単層内で、或いは単層毎、各柱状断面毎、地層単位毎に化学成分上の差異を示す筈である。この turbidity current の化学組成変化に及ぼす影響を知るため、New York の Normanskill 層 (オルドヴィシアン) の greywacke 31 個、Quebec 近くの Charny 層の turbidite 24 個について、スペクトグラフィによる 18 元素の微量成分と主要成分 Mg を調べた処、turbidite 単層内の基底部から上部への元素分布変化は、ジルコンが比較的基底部に集中している以外は一般に小さい。各単層毎、異なつたルートの柱状断面毎の試料が最も元素分布変化著しく、それは slumping が起つた場所から試料採取位置迄の距離、供給地域から試料採取位置までの距離によつている。各地層間の差は小さい。地殻に含まれる元素分布の比を考慮し、各成分を比較すると Normanskill と Charny 層の堆積物はあまり分化してなく、恐らく急速な浸蝕により大陸棚上に沈積したようにみえる。(Geoch. et Cosmoch. Acta, 22, 200~243, 1961) [田口]

本 会 役 員

会 長 河野義礼

評議員 石川俊夫, 上田潤一, 牛島信義, 大森啓一, 片山信夫, 加藤磐雄, 兼子 勝,
久野 久, 斎藤 仁, 三枝守維, 柴田秀賢, 鈴木廉三九, 須藤俊男, 末野悌六,
千藤忠昌, 竹内常彦, 富田 達, 根本忠寛, 野田真三郎, 原田準平, 早川典
久, 堀越義一, 本多共之, 増井淳一, 待場 勇, 八木健三, 吉木文平, 吉沢
甫, 吉村豊文, 渡辺武男 (五十音順)

前会長及び前幹事 渡辺万次郎, 伊藤貞市, 石井清彦, 鈴木 醇, 坪井誠太郎

投 稿 規 定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文又は英文原著とする。和文原稿は原稿用紙に当用漢字を用いて横書, 英文原稿はタイプライトすること。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き, $1/2$ 又は $1/3$ などに縮小するのに適するよう, 文字や記号を大きく書くこと。特に折り込み図の原稿は細部まで明瞭に書くこと。
3. 引用文献は論文末尾に引用順に一括して認ため, 著者名, 表題, 掲載誌又は単行書名, 巻, 頁, 年等の順に記すこと。
4. 別刷は 30 部まで経費を学会で負担するが, それ以上は実費を著者が支払うこと。

本誌抄録欄担当者 (五十音順)

青木謙一郎	秋月 瑞彦	阿部 宏	阿部 正宏	植田 良夫
上野 宏共	牛島 信義	梅原 嘉明	宇留野勝敏	大貫 仁
大沼 晃助	大森 啓一	折本左千夫	加藤 磐雄	蟹沢 聰史
河野 義礼	北代 吉宏	今野 弘	島 敬史	島田 昱郎
鈴木 光郎	関 寿和	田口 一雄	竹内 常彦	千葉とき子
長谷川修三	山岡 一雄			

昭和 36 年 10 月 1 日 印刷

昭和 36 年 10 月 5 日 発行

発行所 仙台市片平丁東北大学理学部内
日本岩石鉱物鉱床学会
〔電話仙台③ 5111 (内線311)〕
編集兼発行者 大 森 啓 一
印刷所 仙台市堤通27〔電話③2207〕
笹気出版印刷株式会社
印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学
部内 日本岩石鉱物鉱床学会
会費払込先 同 上〔振替仙台 8825 番〕
本会会費 一カ年分 正 会 員 1,000 円
購読会員 1,800 円
本誌定価 一 部 150 円 (会員外)
© 1961

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

- Petrology of Iwaki volcano. Y. Kawano, K. Aoki and K. Kadowaki
Plutonic rocks of Takato district, Nagano Prefecture S. Kanisawa
Contamination effect in Ōkueyama granite N. Ōba
Grossularites from Sekine, Yamagata Prefecture and Sekigahata, Fukushima
Prefecture K. Omori, T. Seki and K. Sugai
Mode of occurrence and absolute age of uraninite from Ryuen mine,
Fukuoka Prefecture H. Inoue and K. Sato
On the Fossa Magna disturbance of the Uetsu region and the orogenic
movement of the Ōu backbone range S. Ehara

Notes and News.

Announcements from the Association.

Book reviews.

Electrochemical induration of weak rocks. By N. I. Titkov et al.

Abstracts:

- Mineralogy and crystallography.* Kimzeyite, a zirconium garnet from Magnet
Core, Arkansas, etc.
Petrology and volcanology. Optical and chemical studies of pyroxenes in a
differentiated Tasmanian dolerite, etc.
Sci. of metallic deposits. Crystal habit and trace element content of some
galenas, etc.
Sci. of petroleum deposits. Major exploration boom is in prospect for
Australia, etc.

Published monthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan